Die spezifische Dichte des Schnees.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

genehmigt

von der philosophischen Fakultät

der

Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin.

ACAD.
LUGD BAT.
BIBL.

Von

Fritz Wengler
aus Berlin.

Tag der Promotion: 20. Mai 1914.

Referent: Professor Dr. Hellmann.
Korreferent: Professor Dr. Penck.

Greifswald 1914. Druck von Julius Abel.

Inhalt.

Seite

Bestimmung der Schneedichte 5

Literatur über Schneedichte 9

Dichte des frisch gefallenen Schnees 40

Dichte der Schneedecke 53

Abhängigkeit der Dichte einer Schneeschicht von ihrer Tiefe unter der Oberfläche 69

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546508_0059

Bestimmung der Schneedichte.

Die Bestimmung der Schneedichte geschieht in Deutschland nach einem von Hellmann angegebenen Verfahren [1]). Man benutzt einen aus Zinkblech gefertigten Cylinder von bekanntem Querschnitt zum Ausstechen eines Schneecylinders. Das Herausfallen des Schnees wird verhindert durch eine kleine Blechschaufel, die vorsichtig unter die Öffnung geschoben wird. Die so gewonnene Schneemasse, deren Höhe vorher gemessen ist, wird in dem umgekehrten Gefäß geschmolzen, das zur Verhütung der Verdunstung durch einen Deckel geschlossen wird. Das Schmelzwasser wird dann im Meßglase gemessen. Eine viel weniger genaue Methode, die nur zur Messung der Dichte von frisch gefallenem Schnee angewendet wird, ist folgende: Mit einem Schneepegel mißt man die Höhe des frisch gefallenen Schnees, wähend man aus dem im Regen- oder Schneemesser aufgefangenen Niederschlag den Wasserwert bestimmt. Da aber der Schnee aus den Meßgefäßen schon bei geringem Winde mehr oder weniger herausgewirbelt wird, erhält man auf diese Weise fast immer eine zu geringe Dichte.

Einen wie großen Einfluß dabei die Konstruktion des Auffanggefäßes ausübt, zeigen Versuche, die Col. Ward [2]) in der Schweiz angestellt hat. Ward benutzte nebeneinander 2 Auffanggefäße von je 120 qcm Auffangfläche

---

1) Anleitung zur Aufstellung und Berechnung meteorol. Beobachtungen. II. Teil, Berlin 1905 S. 29.

Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen in den Jahren 1897 bis 1898, Berlin 1901 S. IX.

2) British Rainfall 1874 S. 25 ff.

1. den damals gebräuchlichen englischen Regenmesser, der über dem Trichter eine Cylinderfläche von nur 12,7 mm Höhe hatte,
2. das sogenannte Snowdon-Modell, dessen Cylinderfläche 101,6 mm hoch war.

Die beiden Gefäße waren nahe beieinander aufgestellt, und zwar lagen ihre Auffangflächen in gleicher Höhe über dem Erdboden.

Die Versuche erstreckten sich von Oktober 1873 bis Februar 1875. Der in dem gewöhnlichen Modell aufgefangene Schnee hatte einen Wasserwert von 414 mm, dagegen der in dem Snowdon-Modell aufgefangene einen Wasserwert von 593 mm. Das gewöhnliche Modell ergab dem Snowdon-Modell gegenüber also einen Verlust von 30 %. Der Verlust muß bei starkem Winde natürlich noch größer sein, wie W a r d an anderer Stelle [3]) zeigt. Am 4. Januar 1874 maß er in dem einen 7,9 mm, in dem andern dagegen 14,5 mm Wasserwert, was einem Verlust von 46 % entspricht.

Auch wenn, wie es jetzt in Deutschland geschieht [4]), bei Schneefällen in den Regenmesser ein Zinkkreuz gesetzt wird, wird nicht ganz vermieden, daß Luftwirbel einen Teil des Schnees wieder heraustreiben, worauf S t a d e [5]) hingewiesen hat.

Von ähnlichem Einfluß auf die Menge des aufgefangenen Schnees ist die Aufstellung des Schneemessers, was S t a d e auf dem Brocken untersucht hat. Die Schneemesser stehen im Norden, Osten und Süden des Observatoriums. Zu den Untersuchungen benutzte S t a d e nur Zeitintervalle zwischen je zwei Beobachtungsterminen, in denen ein Schneemesser fortwährend im Windschutz und einer im vollen Winde gestanden und die Wind-

3) Symons's Monthly Meteorological Magazine, May 1874.

4) Anleitung zur Messung und Aufzeichnung der Niederschläge, Berlin 1903 S. 5.

5) Niederschlagsmessungen auf dem Brocken.
Tätigkeitsbericht des Kgl. Preußischen Meteorol. Instituts 1910 S. 71.

stärke sich nicht um mehr als 2 Grade der zwölfteiligen Skala geändert hatte. Stade berechnet den Wert $\frac{v}{c} \cdot 100$, worin v den im Winde, c den im Windschutz gemessenen Wasserwert bezeichnet. Die Werte geordnet nach Windstärken und nach Stufen von 1—2, 2—5 usw. mm Niederschlag gibt die folgende Tabelle:

Windstärke					
1—2	3—4	5—6	7—8	9—10	11
		1—2 mm			
78	60	35	44	34	
(6)	(20)	(46)	(24)	(7)	
		2—5 mm			
	51	33	26	25	20
	(13)	(51)	(45)	(15)	(6)
		5—10 mm			
	38	25	24	20	17
	(2)	(16)	(32)	(20)	(3)
		10—20 mm			
		28	28	21	8
		(3)	(8)	(9)	(1)
		20 mm			
			14	7	6
			(2)	(4)	(1)
		Gesamtmittel			
78	55	32	29	20	17
(6)	(35)	(116)	(111)	(55)	(11)

Die Zahlen in Klammern
geben die Anzahl der Beobachtungsfälle an.

Diese Tabelle zeigt:

1. Das Verhältnis v:c wird mit zunehmender Windstärke fast durchweg kleiner. Ausnahmen dürften in zu kleiner Zahl von Beobachtungen begründet sein.

2. Je größer die Niederschlagsmenge in dem geschützten Apparat ist, um so kleiner wird v:c und geht herab bis zu 6 %.

Dieser Umstand stimmt, wie Stade angibt, mit der Erfahrung überein, daß sich in dem dem Winde ausgesetzten Apparat,

auch wenn es noch so lange schneit, nur eine bestimmte kleine Menge Schnee angesammelt, daß dagegen alles übrige darüber hinaus bezw. wieder herausgetrieben wird.

3. Im Gesamtmittel erhält der im Winde stehende Schneemesser bei Windstärke 1—2 nur ¾, bei 3—4 die Hälfte und bei den stärksten Winden sogar nur ⅕ der Menge, die im Windschutz gemessen wird.

Stade untersucht noch weiter, welcher von den Werten der genauere ist. Er benutzt zu dieser Prüfung den mittleren Wasserwert der Schneedecke, der sich aus zahlreichen, in weiterem Umkreise um das Haus gemessenen Werten ergibt. Stade gelangt zu dem Ergebnis, daß der Niederschlagswert, der im Windschutz gemessen wird, als richtig anzusehen ist.

Berücksichtigt man die großen Differenzen, die sich, wie gezeigt worden ist, bei verschiedener Konstruktion und Aufstellung des Schneemessers ergeben, so wird man den Werten der Schneedichte wenig Bedeutung zuerkennen, die man aus dem im Schneemesser gemessenen Wasserwert und der Schneehöhe erhält. Solche Werte werden, wie z. B. die meisten von den in Symons's British Rainfall angegebenen, fast immer bedeutend zu klein sein.

Literatur über Schneedichte.

Vor 1800 finden sich in der Literatur nur wenige Angaben über die Schneedichte.

Die älteste Arbeit, in der ich solche Angaben gefunden habe, stammt von Sédileau[1]). Dieser stellte im Auftrage der französischen Regierung in den Jahren 1688 bis 1690 Beobachtungen an über die Menge des Regens und der Verdunstung. Dabei hat er über die Schneedichte gefunden: „Que 6 pouces de neige en hauteur ne rendent ordinairement qu'environ 1 pouce d'eau, la neige étant fondue: ce qui se doit entendre de la neige telle qu'elle tombe naturellement, sans être foulée ny pressée que par son propre poids. Il est vray que cela dépend de la manière dont elle tombe; car lorsqu'elle tombe par gros floccons, elle s'entasse davantage, et par conséquent elle rend davantage que lorsque les floccons sont plus déliez."

Sedileau gibt also für frisch gefallenen Schnee die Dichte = 0,167 an.

De la Hire[2]) dagegen hat im Februar 1711 gefunden, daß 12 Zoll Schnee 1 Zoll Wasser geben. D = 0,083.

Dortous de Mairan[3]) schreibt in seiner: Dissertation sur la glace ou explication physique de la formation de la glace et de ses divers phénomènes:

„La neige, en tant que glace, en a donc toutes les propriétées; mais avec les différences que la contexture et la rareté des parties

---

1) Mémoires de Mathématique et de Physique 1692, pg. 29, 30.

2) L'Histoire de l'Académie Royale 1712, pg. 20.

3) Bordeaux 1716. Neugedruckt mit Erweiterungen, Paris 1749 pg. 315.

qui la composent y doivent apporter. Ainsi elle occupe un beaucoup plus grand volume que la glace. Celle-ci ne donne qu'un 10^{me} ou un 9^{me} de plus que l'eau dont elle a été formée et la neige qui vient de tomber a 10 ou 12 fois plus de volume que l'eau qu'elle fournit étant fondue."

Für frisch gefallenen Schnee ist also nach Mairan D = 0,084 bis 0,1.

In Deutschland hat sich zuerst Weidler[4]) mit der Schneedichte beschäftigt. Er fand, daß der Schnee 9 mal weniger dicht als Wasser ist.

Celsius[5]) (um 1750) nahm als mittlere Dichte 0,091 an.

Der Holländer Musschenbroek[6]) erwähnt zunächst einige der vorigen Angaben und fügt dann hinzu, daß er aus Sternchen bestehenden Schnee beobachtet hat, der 24 mal leichter als Wasser war, also die äußerst geringe Dichte D = 0,042 hatte.

Im Wittenbergischen Wochenblatt[7]) vom 17. März 1780 findet sich ein längerer Artikel, der sich mit der Schneedichte befaßt. Der Verfasser, wahrscheinlich der Herausgeber Professor Titius selbst, geht aus von der Wahrnehmung der Bauern auf dem hohen Fläming, daß der Schnee nicht immer die gleiche Menge Wasser beim Schmelzen liefert. Sie sagten 1780:

„Der Schnee giebt heuer viel Wasser; vor dem Jahre war er so mager, daß wir fast noch einmal so viel Schnee zu einer Kanne Wasser haben mußten als heuer."

Versuche haben den Verfasser zu der Annahme geführt, daß die Dichte sich von 0,2 bis 0,071 bewegt. Im Mittel werde aber 0,083 bis 0,07 als richtig angenommen. Über die Ursache dieser Verschiedenheit urteilt der Verfasser wie folgt: „Fällt der Schnee in ganz kleinen Sterngen und in zarten und dünnen Spiesgen, so ist er sehr locker und giebt wenig Wasser. Fällt er in größeren

4) Observationes meteorologicae 1728.

5) Nach Lancaster. Ciel et Terre Band IX S. 49.

6) Introductio ad philosophiam naturalem 1762, Band 2 § 2404.

7) Wittenbergisches Wochenblatt zum Aufnehmen der Naturkunde und des ökonomischen Gewerbes vom 17. März 1780.

Flocken, die ohnedies bey geringer Kälte leicht zusammenbacken, so sacket er sich schon dichter übereinander und giebt alsdann viel Wasser. Es kommen auch noch andere Umstände dazu, welche ihn dichter machen können. Wenn die Sonnenstrahlen schon mit mehr Wärme auf ihn wirken, so befördern sie nicht nur seine Ausdünstung, sondern schmelzen auch die feinsten Spitzgen an den Schneeflocken und Strahlen der Sterne, daß diese daher sich allmälig dichter aufeinander setzen, und gepackter zu liegen kommen. Alsdann pflegt er sich auch bequem zu ballen."

A. Quetelet[8]), ein früherer Direktor des Königlichen Observatoriums zu Brüssel, veröffentlicht als erster das spezifische Volumen und damit auch die Dichte im Zusammenhang mit der Temperatur, die zur Zeit der Beobachtung herrschte.

Die diesbezüglichen Beobachtungen waren folgende:

Tag der Beobachtung	Temperatur	Dichte
25. November 1829	0,5° R	0,179
16. Dezember „	0,0° „	0,143
19. „ „	0,8° „	0,133
20. „ „	1,5° „	0,071
21. „ „	1,0° „	0,123
24. „ „	4,0° „	0,162
25. „ „	4,5° „	0,129
10. Januar 1830	1,0° „	0,357
12. „ „	1,3° „	0,100
13. „ „	3,3° „	0,100
15. „ „	6,0° „	0,084
6. Februar „	10,0° „	0,113

Der Schnee am 10. Januar schmolz zum Teil sofort. Das von dem übrigen Schnee aufgesogene Schmelzwasser verursachte die große Dichte.

Die andern Angaben decken sich teilweise mit den von mir berechneten Mittelwerten (vgl. S. 41). Die mittlere Dichte ist bei Quetelet D = 0,141.

8) Observations sur la forme et la densité de la neige, faites à Bruxelles, pendant l'hiver de 1829 à 1830 par A. Quetelet.
In Correspondance mathématique et physique Band VI pg. 213.

In demselben Jahre wurden in Mailand [9]) Versuche angestellt, um die mittlere Schneedichte für die einzelnen Monate festzustellen. Man fand:

Dezember D = 0,175,
Januar D = 0,070,
Februar D = 0,108.

Der Wert für Dezember kann als Mittelwert nur von sehr geringer Bedeutung sein, da die Gesamtschneehöhe nur 4 cm war.

Petit [10]), Direktor des Observatoriums von Toulouse, fand bei Versuchen im Februar 1860 die mittlere Dichte 0,116, die extremen Werte waren 0,077 und 0,2.

Friedrich Gube [11]) hat bei seinen Untersuchungen in Zechen auch den Schneefall registriert. In einer Anmerkung sagt er, daß nach mehrfachen Versuchen 4 Zoll frisch gefallenen Schnees ¼ Zoll Wasserhöhe liefern. Die mittlere Dichte wäre also 0,063. Dieser geringe Wert ist erklärlich durch die Art der Messung. Der registrierende Schneemesser bestand hauptsächlich aus einem in Fächer geteilten Schube, der unter einer mit einem Aufsatz versehenen Öffnung durch ein Uhrwerk vorbeigeschoben wurde. Neben diesem Instrument wurde zur Messung kleinerer Mengen noch ein oben offenes, einen Kubikfuß messendes Gefäß benutzt. Beide Apparate haben, worauf in der Einleitung hingewiesen ist, sicher viel zu wenig Schnee aufgefangen, wodurch bewirkt wurde, daß der Vergleich mit der Schneehöhe eine zu geringe Dichte ergab. Aus diesen Überlegungen folgt unter anderem, daß die Niederschlagsmengen, die von Schneefall herrühren, bei Gube zu gering sind. Richtigere Werte würde man erhalten, wenn man seine Angaben mit $\frac{0{,}107}{0{,}063}$, d i. annähernd mit $\frac{5}{3}$ multiplizieren würde. 0,107 ist die von mir abgeleitete mittlere Dichte von frisch gefallenem Schnee. (Vgl. S. 40.)

9) Lancaster. Ciel et Terre Band IX S. 50.
10) Lancaster. Ciel et Terre Band IX S. 50.
11) Friedrich Gube. Die Ergebnisse der Verdunstung und des Niederschlages auf der Königlichen Station Zechen bei Guhrau, Berlin 1864.

Delocre[12]) bestimmte in Lyon im Januar 1866 D = 0,200. Er nahm Schnee von einer Platte und schüttete ihn zum Schmelzen in einen 10 cm hohen Cylinder, in dem das Schmelzwasser dann 2 cm hoch stand. Durch das Hineinschütten ist der feuchte Schnee wahrscheinlich stärker zusammengeballt und die Dichte erhöht worden.

Im gleichen Monat bestimmte der Mineningenieur Vicaire[13]) in Saint Étienne die Dichte D = 0,133.

Dr. Lortet[13]) fand am 15. Januar in Lyon 1867 D = 0,083, dadurch, daß er ein Prisma von bekanntem Volumen ausstach und das Schmelzwasser maß.

In den von Symons herausgegebenen Zeitschriften: British Rainfall und Meteorological Magazine finden sich in den Jahrgängen 1865 bis 1879 zahlreiche Angaben über die Schneedichte.

Im Jahrgang 1865[14]) sind mehr als 30 Werte für die Dichte frisch gefallenen Schnees angegeben, die verschiedene Beobachter in allen Gegenden Englands durch einzelne Messungen gefunden haben. In der Besprechung dieser Angaben wird gesagt, daß die Messung auf 2 verschiedene Arten durchgeführt worden ist:

1. Auffangen im Regenmesser und Vergleich mit der Schneehöhe,
2. Ausstechen eines bekannten Volumens und Vergleich mit dessen Wasserwert.

Es ist aber nicht angegeben, welche Art in jedem Fall zur Anwendung gelangt ist. Die Werte sind also ohne große Bedeutung. Das Minimum ist D = 0,028, das Maximum D = 0,185, das Mittel D = 0,092.

Im Meteorological Magazine sind im April 1867 und April 1873 einige Beobachtungen der Dichte notiert, die sich annähernd in denselben Grenzen bewegen.

12) Observations relatives à la Détermination de la Densité de la neige par M. Delocre. Annales de la Société impériale d'Agriculture, Sciences naturelles et Arts utiles de Lyon 1867.

13) Observations siehe 12).

14) Symons's British Rainfall 1865. Appendix pg. VII.

1874 beginnen die wertvollen Aufzeichnungen des Col. Ward über seine Beobachtungen in Rossinière bei Château d'Oex Kanton Waadt, in der Nähe des Genfer Sees.

Im Meteorological Magazine May 1874 gibt Ward die Dichte verschiedener Schneearten an. Die Dichte wurde bestimmt durch Ausstechen eines bekannten Volumens. Für jede Schneeart wurden 10 Messungen gemacht, deren Resultat waren:

	Feine Kristalle	Große Flocken
Maxim.	0,078	0,107
Minim.	0,073	0,087
Mittel	0,076	0,100

Das Mittel aus 13 weiteren Messungen war D = 0,076 (Maxim. = 0,092; Minim. 0,058). Alle Messungen wurden sogleich nach Beendigung des Schneefalls ausgeführt.

Von 1874 an gibt Ward die zur Zeit des Schneefalls herrschende Temperatur und die nach der zehnteiligen Skala geschätzte Windstärke an.

Von November 1873 bis Februar 1875[15]) hat Ward 44 Messungen veranstaltet, deren Mittel D = 0,081 war. Das Minimum D = 0,020 wurde beobachtet im Dezember 1874 bei einer Temperatur von — 2,2° C. Da der Wasserwert der 2,5 cm hohen Schicht nur 0,5 mm war, kann diesem Wert keine hohe Bedeutung zugelegt werden, da durch Adhäsion an den Gefäßwänden ein zu hoher Prozentsatz des Wassers für die Messung verloren geht. Das Maximum fand Ward gleichfalls im Dezember 1874 und zwar fiel die Temperatur während des Schneefalls von + 8,3° bis auf 0° C.

Im Winter 1875/76[16]) notiert Ward am 9. März den kleinsten Wert, den ich überhaupt in irgend einer Veröffentlichung gefunden habe: D = 0,008. Auch diese Zahl darf nicht hoch bewertet werden, da der gemessene Wasserwert nur 0,38 mm betrug. Das Mittel aus 28 Messungen war 0,066.

15) Symons's British Rainfall 1874.
16) Symons's British Rainfall 1875.

Einen bemerkenswerten Einfluß des Windes habe ich nach Wards Angaben nicht feststellen können, wohl aber die Abhängigkeit der Dichte von der Temperatur. Für die gleichen Temperaturintervalle, wie bei dem Potsdamer Material, habe ich die mittleren Dichten folgendermaßen berechnet:

Temperatur	−15°/−10,1	−10/−5,1	−5/−3,1	−3/−1,1	−1/−0,1	0/+4
Mittl. Dichte	0,070	0,060	0,078	0,080	0,094	0,083
Zahl d. Fälle	3	23	4	18	7	12
Mittl. Dichte in Potsdam	0,046	0,082	0,086	0,089	0,103	0,16

Der Vergleich mit den Potsdamer Werten (vgl. S. 41) zeigt, daß die nach Ward berechneten Werte im allgemeinen kleiner sind, was in der Hauptsache wohl darauf zurückzuführen ist, daß Ward sofort nach Beendigung des Schneefalls die Dichte bestimmte, während dies in Potsdam um 7 h morgens geschieht. In Potsdam hat der Schnee also Zeit, sich dichter zu lagern.

Die große Dichte bei der Temperatur unter — 10° C wird nur dadurch verursacht, daß bei — 10,1° C einmal D = 0,1 beobachtet wurde. Bei nur 3 Beobachtungen konnte dieser eine besonders hohe Wert natürlich nicht ausgeglichen werden. Bei den Temperaturen über 0° wurden häufig Wasserwerte von noch nicht 1 mm gemessen, was die verhältnismäßig niedrige Dichte in diesen Fällen erklärt.

In den folgenden Jahren [17]) hat Ward leider die Dichte nur noch durch Vergleich der Schneehöhe mit dem im Snowdon-Schneemesser gefundenen Wasserwert bestimmt. Er hat dafür in allen Fällen die Art des Schnees bestimmt. Da die Dichte von da an nicht sicher genug feststeht, sollen nur die mittleren Dichten für die einzelnen von Ward angegebenen Schneearten angeführt werden. Man erhält für

sehr dichte schwere Flocken	0,170
große dichte Flocken	0,118
dichte Flocken	0,117

17). Symons's British Rainfall 1878 u. 1879.

Schnee und Hagel	0,100
Schneepulver	0,098
kleine Kristalle	0,085
leichten Schnee	0,080
kleine Flocken	0,077
sehr leichten Schnee	0,066
leichte Flocken	0,047

In der französischen Provinz Haute-Savoie [18]) wurden von 1876 bis 1880 Versuche angestellt, die für frisch gefallenen Schnee eine mittlere Dichte D = 0,081 ergaben.

Die Wasserbauingenieure des Seine-Gebiets [18]) fanden 1879 ziemlich genau D = 0,1.

Der Schweizer Forstinspektor Coaz [19]) benutzt zur Umrechnung des im Regenmesser gemessenen Wasserwertes eines Schneetages in Schneehöhe den Faktor 12,12, d. h. er nimmt eine Dichte D = 0,083 an. Zu dieser Annahme ist Coaz gekommen nach Versuchen, die am Großen St. Bernhard (1876—78) und in Sils Maria (1876—1880) gemacht wurden, an 2 Stationen, die neben der Höhe des Neuschnees auch den im Regenwasser bestimmten Wasserwert angaben.

Joseph Partsch [20]) untersucht bei einer Besprechung der vorigen Arbeit längere Reihen für die beiden Stationen, für den Großen St. Bernhard 16 Jahrgänge (1864—1879), für Sils Maria 11 Jahrgänge (1869—1879). Partsch erhält für die einzelnen Monate folgende Werte der Dichte

	Gr. St. Bernhard	Sils Maria
Oktober	0,128	0,131
November	0,097	0,078
Dezember	0,084	0,073
Januar	0,081	0,070

18) Lancaster. Ciel et Terre Band IX S. 51.

19) Coaz. Über die Lauinen der Schweizer Alpen. Bern 1881 pg. 15.

20) Göttingische gelehrte Anzeigen, April 1881 I pg. 452.

	Gr. St. Bernhard	Sils Maria
Februar	0,083	0,078
März	0,086	0,095
April	0,106	0,107
Mai	0,138	0,115
Juni	0,161	0,140
Jahr	0,099	0,087

Wenn auch die Werte von Coaz und von Partsch infolge der Art der Bestimmung nicht ganz zuverlässig sind, so liegt ihre Bedeutung darin, daß zum ersten Male die Abhängigkeit der Dichte frischen Schnees von der Jahreszeit gezeigt wird. Die einzelnen Monatswerte zeigen deutlich, daß mit zunehmender Kälte des Monats die Dichte abnimmt, wie ich es am Potsdamer Material auch nachgewiesen habe. (Vgl. S. 45.)

Dr. H. Hoppe[21]) gibt in Untersuchungen über einen starken Schneefall an, daß in Sachsen die spezifische Dichte = $\frac{1}{10}$ bis $\frac{1}{12}$ gefunden worden ist.

1888 veröffentlichte Lancaster[22]) seine wertvolle Arbeit über die Schneedichte. Er gibt zunächst einen Teil der hier zitierten Beobachtungen an, um dann neue Untersuchungen zu veröffentlichen. Lancaster stützt sich dabei auf eine 20jährige Reihe von Beobachtungen (1862—1881), die von dem Observatorium am Mont Blanc angestellt waren. Dort wurde in diesen Jahren neben der Höhe des frisch gefallenen Schnees der entsprechende Wasserwert gemessen. Die mittlere Dichte aus gegen 3000 Beobachtungen war 1/9,3 = 0,108. Sie ist also fast gleich der mir für Potsdam = 0,107 berechneten Dichte. Lancaster bestimmte ferner für die einzelnen Monate die mittlere Dichte folgendermaßen:

21) Jahrbuch des Königl. sächs. Meteorologischen Instituts für 1886, IV. Jahrgang Abt. III pg. 71.

22) Lancaster. La densité de la neige. Ciel et terre Bd. IX Brüssel 1888.

Januar	0,08	Juli	0,24
Februar	0,08	August	0,18
März	0,09	September	0,15
April	0,11	Oktober	0,15
Mai	0,16	November	0,10
Juni	0,18	Dezember	0,08.

Die Monatsmittel für Januar, Februar, März, November und Dezember sind durchschnittlich 0,02 kleiner als die für Potsdam berechneten, was eine Folge der größeren Kälte am Mont Blanc ist. Daß aber trotzdem die mittlere Dichte dort größer ist, beruht auf der großen Dichte des Schnees in den Sommermonaten.

Die Abhängigkeit der Dichte von der mittleren Temperatur zeigt Lancaster in folgender Zusammenstellung:

Temp.	D	Temp.	D
$+2$	0,167	-4^0	0,09
$+1$	0,143	$-5^0/-7^0$	0,083
0^0	0,125	$-8^0/-10^0$	0,077
$-1^0/-2^0$	0,111	$-11^0/-15^0$	0,071
-3^0	0,100		

Berücksichtigt man hierbei, daß Lancaster andere Temperaturintervalle benutzt als ich es getan habe, so muß die sehr gute Übereinstimmung mit den für Potsdam berechneten Werten anerkannt werden. (Vgl. S. 45.)

Winslow Upton[23]) gibt in der Beschreibung eines Schneesturms die Schneedichte an, wie sie in einzelnen Orten an der atlantischen Küste von Amerika nach dem Sturm gemessen wurde. Ein Teil der Beobachter bestimmte D durch Ausstechen und Schmelzen eines bekannten Volumens, ein anderer Teil dagegen durch Vergleich der Schneehöhe mit dem im Regenmesser erhaltenen Niederschlagswert:

23) The storm of March 11—14 1888. American Meteorological Journal, May 1888.

Schneedichte

durch Ausstechen		durch Vergleich	
Station	D	Station	D
Providence	0,480	Lynia	0,290
Pawtucket	0,226	Amherst	0,209
Newburgport	0,216	Cambridge	0,197
Leominster	0,161	Lowell	0,185
Hartford	0,144	Beverly Farms	0,182
Lawrence	0,135	Northampton	0,138
Gilbertville	0,111	Woonsocket	0,116
Nashua	0.107	Middletown	0,116
Manchester	0,100	Groton	0,114
Fitchburg	0,100	Albany	0,078
		Gardiner	0,075.

Die Tabelle zeigt zunächst wieder, daß die durch Vergleich erhaltenen Werte viel zu gering sind. Die Orte, die die größeren Dichten angeben, liegen im allgemeinen näher an der Küste, wo ein höherer barometrischer Gradient bestimmt wurde, mithin ein stärkerer Sturm herrschte als weiter landeinwärts. Diese Tatsache ist ein Beweis dafür, daß sehr starker Wind den Schnee komprimiert, also die Dichte erhöht.

P. Schreiber[24]) suchte im Winter 1887/88 die Dichte von frisch gefallenem Schnee zu bestimmen, indem er in einem Kasten von bekanntem Maße den Schnee auffing und durch Wägung das spezifische Gewicht feststellte. Das Mittel von 26 Versuchen war $D = {}^1/_{16} = 0{,}063$. Das Minimum $D = {}^1/_{34} = 0{,}029$ wurde bei Schnee beobachtet, der bei einer Temperatur von $-6{,}7^0$ bis $-14{,}4^0$ gefallen war.

Der geringe Mittelwert ist zurückzuführen erstens darauf, daß der im Kasten aufgefangene Schnee dort lockerer lag als auf der Erde, zweitens darauf, daß dem Schmelzwasser durch Löcher am Boden Abfluß verschafft wurde, während in den gefrorenen Erd-

24) P. Schreiber. Ergebnis einiger Versuche über die spezifische Schneetiefe. Met. Zeitschrift 1889 April S. 141.

boden das Wasser nicht leicht einsickert und daher von den untersten Schneeschichten wieder aufgesogen wird.

Der russische Meteorologe Woeikow[25]) erwähnt in einer Arbeit über die Schneedecke die Resultate von Versuchen, die Professor Tursky in den Feldern und Wäldern der landwirtschaftlichen Akademie bei Moskau angestellt hat, um den Wassergehalt der Schneedecke zu ermitteln.

Tursky erhielt Mitte März 1884 durchschnittlich D = 0,21, Mitte März 1885 D = 0,30, März 1888 D = 0,275.

Professor Fadejew ermittelte gleichfalls in Moskau D = 0,284. Alle diese Werte sind in der Nähe des von mir nach den Veröffentlichungen von Berg berechneten Mittels für Rußland, das im März D = 0,27 war. (Vgl. S. 66.)

Durch Woeikows vorige Arbeit angeregt, veröffentlichte Ratzel[26]) die Resultate von Messungen, die er in verschiedenen Gegenden Europas von 1883 an durchgeführt hatte.

Für frisch gefallenen Schnee fand er in München bei einer Temperatur — 3° bis — 1,5° D = 0,06, nachdem der Schnee sechs Stunden gelegen hatte, bei einer Temperatur von etwa 0° dagegen D = 0,10 bis 0,12. Für Schnee, der längere Zeit gelegen hatte, erhielt Ratzel Werte von 0,175 bis 0,42. Das Maximum wurde im Januar auf dem Brocken gemessen für Schnee, der stark mit Reifkristallen vermischt war. Firn aus Firnflecken an der Karwendelspitze wies im August die Dichte 0,45 bis 0,5, blasenarmes Firneis von der Basis und Zunge größerer Firnflecke dagegen die Dichte 0,6 auf.

25) Woeikow. Der Einfluß einer Schneedecke auf Boden, Klima und Wetter; in Penck's Geographischen Abhandlungen Band III Heft 3, Wien 1889.

26) Friedrich Ratzel. Über Messung der Dichtigkeit des Schnees. Met. Zeitschrift 1889 S. 433 und Friedrich Ratzel. Die Schneedecke besonders in deutschen Gebirgen. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde Band IV Nr. 3. Stuttgart 1890 S. 218 u. 219.

Schindler[27]) hat die Schneeverhältnisse von Weißenhof am Wienerwald einer Untersuchung unterzogen und dabei auch die spezifische Dichte des frisch gefallenen Schnees berücksichtigt. Er gibt 20 Beobachtungen an, die sich von 0,33 bis 0,033 bewegen und deren Mittel D = 0,096 ist. Schindler zeigt ferner an einer Tabelle die Abhängigkeit der Dichte von der Temperatur.

T =	$0^0 + 1^0$	$0^0 - 1^0$	$-1^0 - 2^0$	$-2^0 - 3^0$	$-3^0 - 4^0$	$-4^0 - 5^0$
D =	0,196	0,112	0,085	0,058	0,056	0,054

Diese Mittel haben, wie Schindler selbst sagt, wenig Wert wegen der sehr ungleichen und oft geringen Zahl von Beobachtungen.

Angeregt durch die Arbeit von Woeikow hat Abels[28]) im Winter 1890/91 Messungen über Schneedichte angestellt.

Die Dichte von frisch gefallenem Schnee wurde nur in zehn Fällen gemessen, so daß die Abhängigkeit von der Temperatur nicht als gesetzmäßig erkannt werden kann. Die Werte waren folgende:

Datum		Temp.	Dichte
4. November	1890	—7	0,144
14. „	1890	—5	0,065
14. „	1890	—5	0,072
15. „	1890	—11	**0,022**
17. „	1890	—18	0,077
17. „	1890	—18	0,077
26. „	1890	—29	0,083
11. März	1891	—2	0,140
25. „	1891	—6	0,105
8. Mai	1891	—2	0,238.

Die mittlere Dichte ist 0,102. Auffallend ist der niedrige Wert vom 15. November, dem aber keine zu große Bedeutung bei-

27) H. Schindler. Beitrag zur Kenntnis der Schneeverhältnisse. Met. Zeitschrift 1891 S. 265.

28) H. Abels. Messungen der Dichte des Schnees im Winter 1890 bis 1891 in Katharinenburg. Wild's Repertorium für Meteorologie. Band XV Petersburg 1892.

gelegt werden darf. Erstens waren nur 3 cm Neuschnee gefallen und zweitens hat Abels den Schnee mit einer Schaufel in den Meßcylinder geschüttet. Es ist anzunehmen, daß bei 11° Kälte die kleinen Schneekristalle sehr fest und spröde waren und infolgedessen den Cylinder nicht ganz erfüllten, sondern erhebliche Zwischenräume ließen.

Die mittlere Dichte der Schneedecke hat Abels an verschiedenen Tagen bestimmt.

4.	November	1890	0,14	17.	Januar	1891	0,25
6.	„	1890	0,17	31.	„	1891	0,20
8.	„	1890	0,20	18.	Februar	1891	0,20
14.	„	1890	0,17	5.	März	1891	0,20
15.	„	1890	0,14	12.	„	1891	0,17
11.	Dezember	1890	0,20	13.	„	1891	0,25
19.	„	1890	0,20	18.	„	1891	0,28
				21.	„	1891	0,28.

Diese Angaben bestätigen im allgemeinen das Resultat meiner Untersuchungen (vgl. S. 62), daß die Dichte der Schneedecke vom November zum Frühjahr hin zunimmt. Die Angaben von Abels dürften aber zu klein sein, da er die Dichte falsch berechnet. Abels hat bis auf ganz wenige Ausnahmen nicht den Wassergehalt der ganzen Schneedecke bestimmt, sondern nur die Dichte einer Schicht an der Oberfläche und einer Schicht in mittlerer Höhe. Die Dichtigkeit der oberen Hälfte der Schneedecke nahm Abels richtig gleich dem arithmetischen Mittel aus der Dichte der oberen und der mittleren Schicht an, während er die Dichtigkeit der unteren Hälfte gleich der der mittleren Schicht setzte. Die letztere Annahme ist entschieden falsch und gibt zu geringe Werte da die Dichtigkeit nach unten zunimmt. Ist also die Dichte der oberen Schicht = a, die der mittleren = b, so erhält Abels für die mittlere Dichte der Schneedecke

$$x = {}^1/_2 \left\{ {}^1/_2 (a + b) + b \right\}$$

Richtiger wäre aber die mittlere Dichte gleich der Dichte der mittleren Schneeschicht zu setzen, da, wie in dem letzten Kapitel

dieser Arbeit gezeigt wird, die Dichte annähernd proportional der Tiefe zunimmt.

In einer anderen Arbeit: Beobachtungen der täglichen Periode der Temperatur im Schnee und Bestimmung des Wärmeleitungsvermögens des Schnees als Funktion seiner Dichtigkeit[29]) gibt Abels noch einige Angaben über die Dichte des Schnees. In der Tiefe ½ bis 5½ cm erhält er im Mittel die Dichte D = 0,27, in der Tiefe 6 bis 11 cm D = 0,31.

S. Ochljabinin[30]) gibt für die Monate Januar bis April 1893 die Dichte der Schneedecke für einzelne Tage an. Die Mittel der einzelnen Monate weisen auch die Zunahme von Januar bis April auf, sie waren folgende:

Januar	0,252
Februar	0,273
März	0,365
April	0,626

Die größte Dichte der Schneedecke wurde am 13. April 1893 beobachtet. Der Schnee war vollkommen mit Schmelzwasser getränkt.

An 11 Tagen hat Ochljabinin auch die Dichte von frischem Schnee gemessen. Diese Messungen sind interessant, da sie den Einfluß des Windes in sehr starkem Maße zeigen.

Am 2. Februar wurde in einer Schneeanhäufung frischer Schnee auf seine Dichte geprüft, der bei einer mittleren Temperatur von — 19° C während eines Schneesturmes gefallen war. Die Dichte war 0,307.

Am 29. März dagegen fiel der Schnee bei einer mittleren Temperatur — 1,3° und mäßigem Wind. Die Dichte wurde auf einem Balkon, also im Windschutz, bestimmt = 0,074. Diese beiden

29) Wild's Repertorium für Meteorologie. Band XVI Petersburg 1892.

30) S. Ochljabinin. Beobachtungen des spezifischen Volumens des Schnees im Winter 1893 auf dem Chutor Dmitriewskoe Kreis Busuluk, Gouv. Ssamara. Wild's Repertorium für Meteorologie. Band XVII Petersburg 1894.

Beispiele zeigen, daß bei sehr starkem Winde dessen Einfluß auf die Dichte des Schnees den Einfluß der Temperatur übertreffen, sogar vollkommen aufheben kann.

J. Vallot und J. Jaubert[31]) bestimmten im September 1893 am Mont Blanc in der Höhe 3020 m die Schneedichte in zwei verschiedenen Tiefen: In 30 cm Tiefe D = 0,484, in 50 cm Tiefe D = 0,477.

Wenn bei diesen Messungen keine Versehen untergelaufen sind, so wäre dies ein Fall, in dem in größerer Tiefe die Dichte geringer ist, was, wie Defant zeigt, durch Temperaturwechsel während des Entstehens der Schneedecke eintreten kann.

H. E. Hamberg[32]) untersucht in seiner Arbeit über den Einfluß der Wälder auf das Klima Schwedens auch den Wassergehalt der Schneedecke. Er betrachtet nur Schnee, der Temperaturen über dem Gefrierpunkt nicht ausgesetzt war. In Skeppholmen, im südlichen Teil von Elfsborg, wurde die Schneehöhe im Regenmesser gemessen und mit dem Schmelzwasser verglichen. Das Mittel aus 182 Versuchen, die in den Jahren 1882—1893 vorgenommen wurden, war D = 0,090. Bei der zweiten Beobachtungsstation, Experimentalfältet, wurde die tägliche Zunahme der Schneedeckenhöhe verglichen mit der Wassermenge im Pluviometer. Die Versuche wurden angestellt in den Jahren 1885—1893 und ergaben als Mittel D = 0,089. Die an beiden Stationen gefundenen Werte sind etwas zu niedrig, da in dem ersten Falle der Schnee im Schneemesser lockerer liegt als auf freier Erde, im zweiten Falle dagegen zu wenig Schmelzwasser erhalten wird, wie in der Einleitung gezeigt wurde.

Auf die gleiche Weise wie in Experimentalfältet bestimmte Christoni[33]) in Italien im Mittel D = 0,1 bei Schwankungen von 0,125 bis 0,083.

---

31) Ciel et terre. Band XIV S. 388 Brüssel 1894.

32) H. E. Hamberg. De l'influence des forêts sur le climat de la Suède. V. Couche de neige pg. 25. Bihang till domänstyrelsens underdäniga berättelse rörande skogväsendet för ar 1895.

33) Chistoni. Pubblicazioni del osservatorio meteorologico de Modena No. 8 1896.

P. Polis[34]) hat bei seinen Arbeiten im Aachener Institut die Dichte der Schneedecke verschiedentlich gemessen. Aus seinen Angaben ist auch ersichtlich, daß im allgemeinen die Dichte der Schneedecke vom November zum März zunimmt. Die größte Dichte wurde am 3. Februar 1897 = 0,342 gemessen an einer Schneedecke, die seit dem 22. Januar 1897 lag.

In den Jahrgängen 1898 bis 1905 des Aachener Jahrbuchs finden sich kurze Angaben über die Dichte der Schneedecke im Eifelgebiet, die sich in denselben Grenzen bewegen, wie die für Norddeutschland berechneten Werte.

J. Westman[35]) stellte bei seinen Beobachtungen über das Schwinden einer Schneedecke deren spezifisches Gewicht täglich fest. An einer Schneedecke wurden zwei Serien von Messungen gemacht, von denen die eine sich bezieht auf eine Oberflächenschicht von 12 cm Mächtigkeit, die andere auf eine Bodenschicht von 6 cm. In der nachfolgenden Tabelle ist jede Zahl das Mittel aus fünf einzelnen Bestimmungen, die etwa um 6 Uhr abends gemacht wurden.

Datum 1901 März	Mächtigkeit der Schneedecke	Spezifisches Gewicht		Mittel	Wasserwert der Schneedecke
		der Oberflächenschicht	der Bodenschicht		
10.	26,70 cm	0,273	0,246	0,262	70 mm
11.	22,30 „	0,272	0,251	0,264	59 „
12.	21,81 „	0,278	—	0,271	59 „
13.	21,17 „	0,274	—	0,271	57 „
14.	18,97 „	0,294	0,271	0,286	54 „
16.	17,20 „	0,302	—	0,294	51 „
17.	16,33 „	0,301	—	0,295	48 „
18.	15,96 „	0,307	—	0,301	48 „
19.	15,86 „	0,303	—	0,300	48 „
20.	15,49 „	0,301	—	0,301	47 „
21.	15,21 „	0,301	—	0,303	46 „
22.	13,31 „	0,309	—	0,310	41 „
23.	9,46 „	0,314	0,317	0,315	30 „

34) P. Polis. Das Klima von Aachen. Aachener Jahrbuch 1896.

35) J. Westman. Einige Beobachtungen über das Schwinden einer Schneedecke. Met. Zeitschrift 1901 pg. 569.

Diese Tabelle zeigt, daß das spezifische Gewicht der Schneedecke mit abnehmender Mächtigkeit und zunehmendem Alter zunahm.

Hätte die Schneedecke die ganze Zeit über dasselbe spezifische Gewicht behalten, so hätte ihr Wasserwert am 23. März 25 mm statt 30 mm betragen müssen. Es sind also 5 mm Wasser absorbiert worden. Bei dieser Annahme muß aber vorausgesetzt werden, daß keine Zusammenpressung stattgefunden hat. Westmann beobachtete, daß während des Schmelzens die Struktur des Schnees sich ändert, indem der gewöhnliche Schnee in eckige Körner umgewandelt wurde. Nach starkem Schmelzen zeigte sich der Schnee als grober Gries, der bei starker Abkühlung eine feste Kruste bildete.

Zugleich mit diesen Vorgängen wurde die Schneedecke auch mehr und mehr porös. Da aber die Dichte trotzdem wuchs, mußte das spezifische Gewicht der einzelnen Körner relativ groß werden. Westmann stellte fest, daß diese Körper aus kompaktem Eise bestanden, dadurch daß er ihr spezifisches Gewicht bestimmte und feststellte, daß zwischen gekreuzten Nicols Interferenzerscheinungen auftraten.

Zusammen mit M. Jansson beobachtete J. Westman[36]) von Januar bis April 1902 in der Nähe des Observatoriums von Upsala die Dichte der Schneedecke und des frisch gefallenen Schnees. Westman beobachtete bis zum 14. März, danach Jansson. Die Dichte der Schneeschicht wurde bestimmt, indem ein bekanntes Schneevolumen durch einen Cylinder, der horizontal in die zu messende Schicht geschoben wurde, herausgeschnitten und dann gewogen wurde.

Die Ergebnisse der Messungen an der Schneedecke zeigt folgende Tabelle.

36) M. Jansson et J. Westman. Quelques recherches sur la couverture de neige. Bulletin of the Geol. Inst. of Upsala 1901. Bd. V Teil 2 pg. 234.

Datum	Höhe der Decke (cm)	Spezifisches Gewicht in			Höhe über dem Boden (cm)			Mittleres spezifisches Gewicht
		Höhe I	Höhe II	Höhe III	I	II	III	
Januar 5.	38	0,209	0,267	0,269	28	18	8	0,268
„ 11.	39	0,262	0,260	0,330	30	20	10	0,295
„ 18.	35	0,196	0,285	0,312	30	15	8	0,299
„ 25.	30	0,361	0,353	0,333	25	15	8	0,343
Februar 1.	31	0,332	0,342	0,327	25	15	8	0,335
„ 8.	33	0,317	0,338	0,330	25	15	8	0,334
„ 15.	39	0,338	0,332	0,309	25	15	8	0,320
„ 22.	37	0,248	0,343	0,324	33	15	6	0,333
März 1.	43	0,297	0,307	0,342	30	15	6	0,324
„ 8.	34	0,299	0,336	0,365	30	15	6	0,350
„ 15.	35	0,360	0,379	0,342	30	20	10	0,360
„ 22.	32	0,386	0,362	0,377	25	15	5	0,370
„ 29.	35	0,322	0,350	0,388	26	17	4	0,369
April 5.	32	0,375	0,380	0,365	27	14	5	0,372

Das mittlere spezifische Gewicht, die Angabe der letzten Spalte, bezieht sich auf eine 20 cm hohe Schicht in nächster Nähe des Bodens. Es zeigt im Laufe des Winters im allgemeinen eine Steigerung, die besonders stark durch Tauwetter hervorgerufen wird. Solches herrschte vom 8. bis 10. Januar und vom 23. bis 25. Januar, die Schneedecke verringerte sich von 46,3 auf 41,6 resp. von 42,4 auf 31,9 cm. Die Verfasser führen das Wachstum zurück einerseits auf den Umstand, daß die poröse Schneedecke, deren Temperatur 0° betrug, einer geringeren Kohäsion unterworfen ist, und daß die einzelnen Teile infolgedessen nicht mehr als feste Körper erhalten werden können. Andrerseits werde das Schmelzwasser der oberen Schichten, die der Einwirkung der Wärme mehr ausgesetzt sind, von den darunter liegenden aufgesogen, wodurch deren Struktur geändert werde.

Auffallend ist zunächst, daß in vielen Fällen die dem Boden nächsten Schichten eine geringere Dichte haben, als die höheren. Eine Erklärung dafür läßt sich herleiten aus den Angaben vom 18. und 25. Januar. Am 18. nimmt die Dichte regelmäßig nach unten zu. Bis zum 25. dagegen hat die Dichte der obersten Schicht

sich um 0,165 erhöht, während die der mittleren Schicht nur 0,068, die der untersten sogar nur 0,021 zugenommen hat. Es war nun vorher schon gesagt, daß vom 23.—25. Januar Tauwetter herrschte. Aus den angegebenen Ziffern folgt dann deutlich, daß das Schmelzwasser der oberen Schichten noch von diesen selbst festgehalten wurde, und nicht in die unteren gedrungen war, wodurch die Unregelmäßigkeiten entstanden. Der Ausgleich, der sich allmählich vollzog, wurde dann verschiedentlich wieder durch Tauwetter unterbrochen.

Die Messungen an frisch gefallenem Schnee sind besonders wertvoll dadurch, daß mehrere Tage lang dieselbe frisch gefallene Schneeschicht beobachtet und die Änderung des spezifischen Gewichts festgestellt wurde.

Die erste Beobachtungsreihe wurde durchgeführt nach einem Schneefall vom 10. bis 12. Februar 1902. Die Lufttemperatur war an diesen Tagen ziemlich niedrig und die Windstärke sehr schwach, so daß die Schneeschicht sehr porös und auch homogen war. Jeder Wert, den die Tabelle angibt, ist das Mittel aus 5 Messungen.

Datum 1912	Zeit	Des frisch gefallenen Schnees		Luft-temperatur	Temperatur an der Oberfläche des Schnees
		Höhe	spez. Gewicht		
Februar 10.	2^{45} p	8 cm	0,0384	— 12°	—
„ 10.	6^{25} p	8,4 „	0,0476	— 12°	— 9,2
„ 10.	11^{30} p	8,9 „	0,0600	— 12°	— 9,2
„ 11.	11^{25} a	13,9 „	0,0615	— 12°	— 9,4
„ 11.	6^{25} p	13,0 „	0,0630	—	— 22,4
„ 12.	10^{25} a	11,4 „	0,0840	— 4°	— 5,0
„ 12.	6^{25} p	10,6 „	0,0921	—	— 11,0
„ 13.	1^{40} p	9,4 „	0,1111	—	— 8,0
„ 14.	10^{30} a	9,0 „	0,1121	—	— 11,2
„ 15.	11^{20} a	8,6 „	0,1210	—	— 9,2
„ 16.	1^{00} p	8,2 „	0,1403	—	0,0

Am 10., 11. und 12. fiel noch etwas Schnee.

Die Tabelle zeigt für den zuerst außerordentlich lockeren Schnee eine andauernde, verhältnismäßig schnelle Steigerung der

Dichte, die schon während des Schneefalls, 10. bis 12. Februar, zwischen 0,0384 und 0,0840 schwankte. Die mittlere Zunahme der Dichte auf 24 Stunden war 0,018.

Ende Februar und Anfang März wurden noch einige Schneefälle beobachtet, die teilweise mit Regen vermischt waren.

Am 27. Februar, an dem die Lufttemperatur unter 0° war, betrug die Dichte des frischen Schnees 0,077, am 28. Februar dagegen, an dem die Temperatur schon teilweise über 0° war, war das spezifische Gewicht schon 0,099. In den ersten Tagen des März endlich war der Schnee sehr feucht und zeigte die Dichte 0,161, die sich nach einem Regenfall von 2,91 mm auf 0,204 erhöhte. Für frisch gefallenen Schnee wurde also die größte Dichte = 0,161, die geringste = 0,038 gefunden.

Bei Upsala konnte der Einfluß des Windes auf die Schneedichte in einem Falle festgestellt werden. Am 16. Februar 1902 hatten sich infolge eines heftigen Sturmes (10,9 m p. s.) verschiedentlich Anhäufungen von Schnee gebildet, deren Dichte im Mittel D = 0,379 war. Diese Anhäufungen bestanden zunächst aus amorphem Schnee, der sich infolge von Tauwetter allmählich in große feste Stücke verwandelte. Am 13. März betrug in diesen Anhäufungen die Dichte 0,4253, am 21. März sogar 0,489.

Maurice Chassant[37]) hat in Montpellier in folgenden Fällen die Dichte bestimmt:

Datum des Schneefalls	Höhe des Schnees in cm	Dichte
8. Dezember 1883	8	0,128
10.—11. Februar 1887	24	0,100
16. März 1887	2	0,025
19.—20. Februar 1888	46	0,132
3. März 1889	2	0,040
10.—13. Februar 1890	50	0,080
9. Februar 1891	5	0,080

37) Maurice Chassant. Les Chutes de neige sous le climat méditerranéen. Bulletin météorologique du département de l'Hérault 1901 pg. 46.

Datum des Schneefalls	Höhe des Schnees in cm	Dichte
5. Januar 1894	3	0,033
8. Januar 1895	10	0,030
1. Februar 1897	3	0,167
13. Dezember 1899	4	0,112
6.—8. Januar 1901	50	0,152

Chassant hat demnach für frisch gefallenen Schnee als Mittel D = 0,10, als Maximum D = 0,167, als Minimum D = 0,025 gefunden.

Charles A. Mixer[38]), ein amerikanischer Ingenieur, hat die Dichte der Schneedecke kurz vor der Schneeschmelze bestimmt. Die Messungen wurden angestellt an den Rumford Falls des Androscoggin River. Sie gaben am 17. März 1900 bei einer Schneehöhe von 97 cm eine Dichte D = 0,276. Bis zum 31. März hatte sich der Schnee auf 51 cm gesetzt, aber nur 16 mm Schmelzwasser abgegeben; denn seine Dichte war auf D = 0,492 gestiegen. Am 28. Februar 1903 wurde die Dichte D = 0,331 gemessen, wobei die Schneehöhe 48 cm betrug.

P. Schreiber[39]), der schon 1889 eine Arbeit über die Schneedichte veröffentlicht hatte (vgl. S. 19), stellte im März 1904 im Fichtelgebirge noch einmal Messungen darüber an. Er fand dort Schneetiefen von mehr als 2 m. Die Dichte war, wie es Anfang März nicht anders zu erwarten war, sehr hoch. Es wurden Werte von 0,28 bis 0,53 gefunden. Schreiber stellte mehrfach die Dichte in verschiedenen Tiefen fest und fand dabei auch die Zunahme der Dichte mit der Tiefe. Die größten Dichten bis 0,53 wurden in Schneewehen am Abhange zum Zechengrund gefunden. Der Schnee war teilweise so hart, daß er mit der Rodehacke durchbrochen werden mußte.

Die dichte Lagerung des Schnees führt Schreiber darauf zurück, daß der Schnee durch den Wind zusammengetrieben und

38) Charles A. Mixer. Monthly Weather Review April 1903.
39) P. Schreiber. Die Schneeverhältnisse im Gebiet des Fichtelberges am 9. und 10. März 1904. Das Wetter. Mai 1904.

in feinen Staub zerkleinert worden ist. Diese kleinen Körnchen würden dann den Raum so anfüllen, wie etwa Schrotkörner, die in eine Kiste geschüttet werden und dann etwa 50—60 % des ganzen Raumes einnehmen. Diese Vermutung stützt sich auf den Umstand, daß die Dichte 0,5 gemessen wurde. Es ist aber auch zu beachten, daß durch gelegentliches Tauwetter der Schnee sich voll Schmelzwasser gesogen hat und allmählich vereist ist, was durch die große Härte der Schneedecke bezeugt wird.

Lancaster[40]), dessen verdienstvolle Arbeit vom Jahre 1888 schon früher erwähnt ist, hat bei Gelegenheit eines großen Schneefalls die Dichte des frisch gefallenen Schnees D = 0,090 gemessen, während Ch. Fiévez an demselben Tage durch vielfache Versuche D = 0,087 und an einer andern Stelle D = 0,086 fand. Unter welchen Bedingungen der Schnee fiel, ist leider nicht angegeben.

A. Bracke[41]) hat in Mons (Belgien) während der Winter 1903/04 bis 1904/05 die Schneedichte beobachtet, aber in den Veröffentlichungen über die Witterungslage nicht angegeben und auch nicht streng zwischen frisch gefallenem Schnee und alter Schneedecke geschieden. Daher sollen hier nur die besonders hervortretenden Fälle angegeben werden.

Am 8. Dezember 1903 wurde bei Nebel und Tauwetter eine 10 mm hohe Schneeschicht gemessen, deren Dichte 0,540 war, obwohl der Schnee erst am Tage vorher gefallen war. Das Minimum wurde am 13. März 1906 10^h a gemessen, und zwar D = 0,063 bei einer Höhe von 100 mm. Um 11^h a lieferte der Schnee noch dieselbe Menge Schmelzwasser, seine Höhe war aber nur noch 90 mm. Die Dichte hatte also in einer Stunde um 0,01 zugenommen. 1^h p betrug die Schneehöhe nur noch 30 mm, die 4,6 mm Schmelzwasser lieferten; 1,7 mm Wasser waren demnach

---

40) Lancaster. Le climat de Belgique en 1902. Annuaire météorologique de l'observatoire Royal de Belgique pour 1904 pg. 561.

41) Le Temps qu'il fait 1904 pg. 1906, 1905 pg. 237. A. Bracke. La densité de la neige. Brüssel 1906.

abgeflossen oder in den Boden gesickert, die Dichte war 0,153. Eine ähnliche schnelle Zunahme wurde noch einmal im März 1906 beobachtet. In der Arbeit: La densité de la neige untersucht Bracke nach Zusammenstellung von etwa 300 Beobachtungen, ob ein Einfluß der Höhe der Schneedecke auf die Dichte besteht. Da aber das Alter der Schneedecke und die Witterungsbedingungen bei diesen Untersuchungen nicht berücksichtigt sind, kann ein bemerkenswerter Einfluß nicht festgestellt werden.

Robert E. Horton veröffentlicht in der Arbeit: Snowfalls freshets and the winter flow of streams in the state of New York [42]) Dichtigkeitswerte, die von ihm und anderen Beobachtern in Nord-Amerika für Schneeanhäufungen gefunden worden sind. Das Wesentliche der Arbeit zeigt folgende Zusammenstellung:

		Dichte		
Name des Beobachters	Zahl der Versuche	Mittel	Maxim.	Minim.
N. C. Grover	27	0,271	0,460	0,091
R. E. Horton	35	0,234	0,413	0,09
D. B. van Etten	8	0,210	0,338	0,116
R. O. Salisbury	18	0,242	0,397	0,069

Mougin und Bernard [43]) bestimmten bei ihren Studien im Mont-Blanc-Gebiet in den Jahren 1902 und 1903 zu verschiedenen Malen die Dichte des frisch gefallenen Schnees. Zu diesem Zweck wurden an 5 voneinander entfernten Punkten Holzplatten von 1 qm Größe genau in der Höhe des Gletschers befestigt. Möglichst sofort nach einem Schneefall wurde durch Messung an mehreren Stellen jeder Platte die mittlere Höhe der Schneeschicht festgestellt und darauf ihr Gewicht bestimmt. Beide Angaben zusammen ergaben das spezifische Gewicht. Die nachfolgende Tabelle enthält eine Zusammenstellung der angegebenen Versuche:

42) Monthly Weather Review. Mai 1905.

43) M. Mougin et M. Bernard. Etudes exécutées au glacier de Tête-Rousse. Annales de l'Observatoire météorologique, physique et glaciaire du Mont Blanc. B. VI pg. 157, Paris 1906.

Datum 1902	Höhe des Schnees in cm	Dichte	Mittlere Temperat.	Windstärke
24. Juli	11,8	0,234	+ 0,3	ziemlich stark
5., 6. September	6,9	0,224	+ 1,1	stark
12., 13. September	24,2	0,227	— 2,0	schwach
28. Sept. bis 1. Okt.	30,7	0,140	— 6,6	stark
1903				
6. Juli	1,1	0,344	+ 3,5	sehr stark
20., 21. Juli	6,7	0,270	— 3,8	schwach
23., 24. Juli	12,5	0,266	— 0,2	stark
26. Juli	7,5	0,273	+ 0,5	„
30., 31. Juli	2,5	0,256	0^0	„
15., 17. August	13,2	0,254	— 0,3	„
19. „	17,6	0,163	— 2,4	sehr stark
25. „	7,4	0,190	— 0,4	stark
13., 14. September	20,0	0,139	— 2,4	sehr stark
15., 16. „	6,9	0,179	— 9,2	„

Das Mittel aus 14 Versuchen ist D = 0,225, also verhältnismäßig groß, was hauptsächlich auf die vorherrschend starken Winde zurückzuführen ist. Der Einfluß der Temperatur ist in der Zusammenstellung klar erkennbar.

Bei seinen Arbeiten über die Wärmeleitungsfähigkeit des Schnees hat T. Okada[44]) verschiedentlich Schneedichten bestimmt. Die Ergebnisse sind weiter unten in dem Kapitel „Abhängigkeit der Dichte einer Schneeschicht von ihrer Tiefe unter der Oberfläche“ angegeben und verwertet.

In demselben Kapitel sind die meisten Messungen angeführt, die Westman[45]) in Vassijaure und Abe[46]) in Sapporo an-

44) Journal of the Meteorological Society of Japan Februar 1905 und April 1907.

45) J. Westman. Sur la couverture de neige de la Suède centrale et septentrionale. — Arkiv för Matematik Astronomic och Fysik Bd. 3 No. 3.

46) Journal of the Meteorological Society of Japan April 1907.

gestellt haben. Der höchste Wert, den Westman in restierenden Anhäufungen gefunden hat, ist D = 0,656. Für frisch gefallenen Schnee nimmt Westman bei ruhigem Wetter oder schwachem Winde eine Dichte von 0,038 bis 0,161, im Mittel also 0,1 an.

Axel Hamberg[47]) fand auf einer Skifahrt in Lappland, daß Schnee, der schon mindestens einen Monat gelegen hatte, doch nur eine Dichte von 0,145 und 0,16 aufwies. Die Temperatur, die zur Zeit der Messung —15° betrug, geht in jenen Gegenden selten über den Gefrierpunkt hinaus. Dieser Umstand erklärt die verhältnismäßig geringe Dichte und die von Hamberg beobachtete vollkommene Trockenheit des Schnees.

Der italienische Ingenieur Videmari[48]) vom meteorologischen Observatorium in Modena bestimmte in den Jahren 1900 bis 1907 alle 3 Stunden die Schneehöhe und das entsprechende Schmelzwasser und kam dabei zu folgenden Ergebnissen:

	Januar	Febr.	März	April	Oktbr.	Novbr.	Dezbr.
Dichte	0,067	0,066	0,085	0,073	0,190	0,099	0,091
Zahl der brauchbaren Messungen	64	73	51	20	5	20	59

Als mittlere Dichte für das Jahr erhält Videmari 0,078.

Es ist nicht angegeben, auf welche Weise die Dichte bestimmt worden ist. Da die Werte aber fast allgemein viel zu niedrig sind, ist anzunehmen, daß die Dichte nicht durch Ausstechen eines bekannten Schneevolumens gemessen worden ist, sondern daß der Wert des Schmelzwassers aus dem Regenmesser genommen worden ist. Infolge dieses Mangels ist die Bedeutung der obenstehenden Angaben sehr herabgesetzt.

Die 1908 erschienene wertvolle Arbeit von Defant[49]) ist in dem letzten Kapitel benutzt.

47) Axel Hamberg. Die Eigenschaften der Schneedecke in den Lappländischen Gebirgen. Stockholm 1907.

48) Mitgeteilt in: Eredia. Sulla misura della neve. — Rivista meteorico-agraria. November 1908 pg. 36.

49) A. Defant. Schneedichtebestimmungen auf dem Hohen Sonnblick. Wien 1908.

Sehr bemerkenswerte Versuche hat M. E. J. Gheury[50]) in Eltham (England) angestellt. Am 24. Januar 1907 fand er für lockeren pulverförmigen Schnee D = 0,076, am 4. Februar 1907 für Schnee in hexagonalen Sternen und feinen Eisnadeln D = 0,052. Bei diesen Versuchen, ebenso wie bei denen im Winter 1908/09 wurde die Dichte bestimmt durch Ausstechen und Wägen eines bekannten Volumens.

Die Messungen im Dezember 1908 wurden auf einem flachen Dach ausgeführt, das an einer Stelle nach jeder Messung gereinigt wurde. Die einzelnen Ergebnisse sollen kurz angegeben werden.

I. 27. und 28. Dezember 1908. Temperatur unter 0°. Min. —4,2°. Schnee in leichten federartigen Kristallen. Höhe 5,08 cm. Dichte als Mittel aus 2 Proben D = 0,045.

II. 29. Dezember. Temperatur Min. —4,7°, Max. —3,9°. Schnee in kleinen festen Kristallen. Höhe 7,938 cm. Mittlere Dichte D = 0,087.

III. 30. Dezember. Temperatur unter 0°. Min. —8,3°. Schnee in kleinen kristallinischen Körnern, die trocken wie Sand waren. Höhe 1,27 cm. Mittlere Dichte 0,101.

IV. An einer zweiten Stelle des Daches hatte Gheury den Schnee unberührt gelassen, der nach dem letzten Schneefall eine Höhe von 9,525 cm bei einer mittleren Dichte von 0,105 hatte, während die 3 einzelnen Schneeschichten zusammen 14,288 cm hoch waren.

V. An einer dritten Stelle war nur der Schnee des ersten Beobachtungstages entfernt. Die Schneemassen des zweiten und dritten Tages zusammen hatten eine Höhe von 8,89 cm bei einer Dichte D = 0,098, während die Summe der beiden einzelnen Höhen bis 9,208 cm betrug.

Die 2. Schicht, d. h. die vom 29. Dezember, hat also an Dicke (9,208—8,89) cm = 0,318 cm von 7,938 cm, d. i. $^1/_{25}$ ihres ursprünglichen Wertes verloren, sie ist also auf $^{24}/_{25}$ des Volumens zusammengeschrumpft. Wenn nun keine Verdunstung und kein

50) Monthly Weather Review 1907 pg. 583 and 1909 pg. 98.

Abfließen von Schmelzwasser stattgefunden hat, so müßte die Dichte der 2. Schicht nun $^{25}/_{24} \times 0{,}087 = 0{,}0906$ betragen. Die beiden Schichten II und III zusammen (Versuch V) setzten sich demnach zusammen aus 7,62 cm von der Dichte 0,0906 und 1,27 cm von der Dichte 0,101. Daraus würde resultieren die Dichte 0,092, während Versuch V D = 0,098 ergeben hat. Diesen Fehler von 6 % führt G h e u r y auf Ungenauigkeit beim Messen zurück. Er erklärt die Zunahme der Dichte in der tiefer liegenden Schicht allein durch den Druck des darüber lagernden Schnees.

Dieselbe Rechnung wird mit der 1. Schicht durchgeführt. Sie ergibt für alle 3 Schichten zusammen D = 0,115, während der Versuch IV D = 0,105 ergab. Den Fehler von 10 % führt G h e u r y ebenfalls auf die Messung zurück, vor allem deshalb, weil jeder Wert schon ein Mittel aus 2 Proben ist. Die Fehler könnten aber teilweise verursacht worden sein dadurch, daß der Wind Schnee der älteren Schichten vom Dach heruntergeweht hat.

Am 26. Februar 1909 bestimmte G h e u r y die Dichte in einer Schneedecke, die aus 2 deutlich von einander getrennten Lagen bestand, von denen jede eine andere Struktur aufwies. Temperatur Max. 2,3 °; Min. —0,9 °.

Ort 1. Untere Schicht 1,1 cm hoch, D = 0,170, runde Körner von 1 mm Durchmesser, obere Schicht 1,1 cm hoch, D = 0,013, leichte Eisnadeln.

Ort 2. Untere Schicht 0,95 cm hoch, D = 0,177, runde Körner von 1 mm Durchmesser, die schon anfingen zu tauen, obere Schicht 0,95 cm hoch, D = 0,013, leichte Eisnadeln.

Am 1. März 1909 wurde für festen knarrenden Schnee von ca. 6,5 cm Höhe D = 0,0614 bestimmt, während am 3. März für eine gleich hohe Schneelage aus kleinen dicht gepackten Körnern D = 0,0737 gefunden wurde.

H. S t a d e [51]) hat während seines nahezu dreijährigen Aufenthalts auf dem Brocken sich mit der Frage beschäftigt, wie man

51) H. S t a d e. Niederschlagsmessungen auf dem Brocken. Tätigkeitsbericht des Königl. Preuß. Meteorologischen Instituts 1910 pg. 71.

aus der Höhe des frischen Schnees den Niederschlagswert berechnen könnte. Auf die Schwierigkeiten, die die richtige Aufstellung des zum Vergleich dienenden Schneemessers verursachte, ist in der Einleitung hingewiesen worden. In der Zeit Oktober 1896 bis April 1899 machte Stade 41 Dichtemessungen für 24stündige und 3 für längere Zeiträume. Erstere schwankten zwischen 0,07 und 0,44 und ergaben als Mittelwert D = 0,19.

Stade versucht eine Abhängigkeit von der Temperatur festzustellen, wobei er als normal annimmt, daß gleichzeitig mit dem Schneefall Nebel und Rauhreifbildung auftritt. Die Fälle, in denen das nicht der Fall ist, sind in der Tabelle eingeklammert. Für die in der 3. Spalte stehende Mittelbildung sind diese Fälle und die, wo gleichzeitig andere Niederschläge stattfanden, außer Betracht gelassen.

Temp.	Schneedichtigkeit	Mittel
1	0,28	0,28
0	0,22 (0,17)	0,22
— 1	0,36 0,37 (0,20 0,13 0,18 0,20)	0,36
— 2	0,22 0,44 0,18 △ 0,27 0,35 ● ∼ 0,38 ●	0,31
— 3	0,12 0,14 0,18 0,20 0,14 0,08 0,20	0,15
— 4	0,13 0,20 0,16 (0,18)	0,17
— 5	0,12 0,08 0,12 0,10 0,25	0,13
— 6	0,10 (0,07)	0,10
— 7	—	—
— 8	0,16 0,12 0,14 0,19	0,15
— 9	0,09	0,09
— 10	0,21 ⌴	—
— 11	0,16 0,14	0,15

Diese Tabelle zeigt zunächst einmal, daß hinzukommende Niederschläge (Regen, Hagel) die Dichte sehr erhöhen und dadurch auch das hohe allgemeine Mittel D = 0,19 bewirken. Ein Einfluß der Temperatur ist wahrnehmbar, aber nicht in dem Maße, wie an dem in dieser Arbeit gegebenen Potsdamer Material, was die für solchen Zweck zu geringe Zahl von Beobachtungen mit sich bringt. Der Einfluß des Windes darf vernachlässigt werden, da die Beobachtungen im Windschutz des Observatoriums gemacht worden sind.

Paul Mougin[52]) gibt in seiner Arbeit: La neige en Savoie für eine große Anzahl von Stationen den als Schnee gefallenen Niederschlag in seiner Schneehöhe und als Wasserwert an, woraus sich die mittlere Dichte berechnen läßt. Diese mittleren Werte schwanken zwischen 0,049 und 0,331. Für die 54 Stationen ist nur die Höhe des in der ganzen Beobachtungszeit gefallenen Schnees und das entsprechende Schmelzwasser gegeben, ohne auf Einzelheiten einzugehen. Es läßt sich daher nicht feststellen, ob die unwahrscheinlich hohe Dichte D = 0,331, die in Les Gets als Mittel einer 25jährigen Beobachtungsreihe gefunden wurde, richtig ist. Die nächst geringere Dichte D = 0,150 wurde in Boëge gemessen, das 742 m hoch liegt, während Les Gets 1162 m über dem Meeresspiegel liegt, also mit niedrigerer Temperatur auch eine geringere Dichte aufweisen müßte. Dieser Einfluß der Höhe auf die Temperatur und dadurch auf die Schneedichte wird dagegen an anderen Beispielen gezeigt.

Im Tal der Arc in:

	Höhe	Dichte
Saint-Pierre d'Albigny	404	0,092
Saint-Julien de Maurienne	669	0,080
Modane	1050	0,074
Bessans	1742	0,049
Im Tal der Arve		
Annemasse	435	0,092
Bonneville	449	0,098
Sallanches	555	0,106

In anderen Tälern finden sich gerade entgegengesetzte Verhältnisse, was teilweise durch verschiedenartige meteorologische Bedingungen, teilweise durch ungenaue Beobachtungen verursacht sein kann, da es dort schon viel ausmacht, ob der Schnee sofort nach dem Schneefall oder erst mehrere Stunden danach gemessen wird. Einen ähnlichen Widerspruch zeigen übrigens die von

52) La Géographie 1911 Nr. 2 pg. 90.

Partsch gegebenen Werte von Sils Maria und dem großen St. Bernhard. (Vgl. S. 17.)

Für einzelne Fälle schwankt nach Mougins Angabe die Dichte zwischen 0,005 und 0,77, während in Chambéry als Extreme nur 0,023 und 0,48 gefunden wurden. Der mittlere Wert für die sehr große Anzahl von Beobachtungen ist D = 0,101, also annähernd gleich dem für Potsdam berechneten.

Das von E. Berg[53]), Petersburg, veröffentlichte Material über Untersuchungen der Dichte der Schneedecke in Rußland während der Winter 1903/04 bis 1907/08 ist in dem Kapitel „Dichte der Schneedecke" verwertet.

Carlo Negro[54]) führt in seiner Arbeit: Questioncella sulla precipitazione atmosferica einige von den letzten hier erwähnten Arbeiten an, ohne neues Material zu bringen.

---

53) E. Berg. Observations sur la densité de la couche de neige. Petersburg 1911.

54) Bolletino Bimensuale pubblicato per cura del comitato direttivo della societa meteorologica Italiana. Decembre 1911 e Gennaio 1912 pg. 6—10.

Dichte des frisch gefallenen Schnees.

Als Material zu neuen Untersuchungen über frisch gefallenen Schnee stehen zur Verfügung die Beobachtungen, die am Potsdamer meteorologischen Observatorium gemacht worden sind. Die Schneedichte wurde dort seit dem Jahre 1896 an allen Schneetagen gemessen. Hier sind die Ergebnisse der Jahre 1896—1910 verwendet. In den Veröffentlichungen sind die Schneehöhen und der Wassergehalt von 1 cm Schneehöhe angegeben. Die Schneehöhen [1]) sind Mittelwerte aus mehreren Einzelmessungen auf zwei für Alt- und Neuschnee bestimmten Zementfeldern der Beobachtungswiese. Die Ausstechungen zur Bestimmung des Wassergehalts wurden ebenfalls dort vorgenommen. Das Feld für Neuschnee wurde jeden Morgen nach der Messung, die um 7 h stattfand, gesäubert. Die Zeit eines jeden Schneefalls ist angegeben in der Übersicht über die Terminbeobachtungen, wo auch die anderen Niederschläge verzeichnet sind. Die entsprechende Temperatur ist aus den stündlichen Aufzeichnungen entnommen.

Im Laufe der 15 Jahre sind 231 Beobachtungen gemacht worden, die für frisch gefallenen Schnee die mittlere Dichte $D = 0{,}107$ ergeben.

In der Tabelle I sind die beobachteten Dichten geordnet nach den Temperaturintervallen.

Bei dieser Tabelle sind für die tiefen Temperaturen größere Zwischenräume angenommen, da sonst für die einzelnen Reihen zu wenig Beobachtungen vorhanden wären. Eine Mittelbildung würde dann nicht gute Resultate ergeben. Die Tabelle zeigt zu-

1) Ergebnisse der meteorologischen Beobachtungen in Potsdam im Jahre 1910 pg. VIII.

Tabelle I.

Temperatur von bis	$-10{,}1^0$ -15^0	$-5{,}1^0$ -10^0	$-3{,}1^0$ -5^0	$-1{,}1^0$ -3^0		$-0{,}1^0$ -1^0		$+1^0$ 0^0		$+3^0$ $+1{,}1^0$
	0,07	0,08	0,08	[12] 0,18	0,07	0,07	0,10	0,18	0,10	[36] 0,31
	0,05	0,08	0,06	0,07	[15] 0,20	0,08	0,10	0,12	0,10	0,10
	0,01	0,08	0,04	0,12	0,09	0,07	0,09	0,13	0,06	0,09
	0,01	0,07	0,07	0,12	0,10	0,03	0,03	0,13	0,12	0,22
	0,05	0,07	0,03	0,07	0,07	0,10	[22] 0,16	0,12	[33] 0,42	[37] 0,30
	0,06	0,06	[4] 0,11	0,08	0,08	0,04	[23] 0,15	0,17	0,07	0,07
	0,07	0,03	0,07	0,08	0,10	0,08	0,05	0,15	0,07	0,24
		0,08	0,10	0,07	0,11	0,06	0,10	0,19	[34] 0,25	[38] 0,37
		[1] 0,14	[5] 0,11	0,12	0,07	[16] 0,17	0,11	[27] 0,21	[35] 0,21	0,11
		0,06	0,06	0,10	0,04	0,10	0,10	0,13	0,12	[39] 0,66
		0,07	0,04	0,12	0,02	0,11	0,04	0,06	0,14	0,13
		0,09	0,06	[13] 0,16	0,08	[17] 0,15	[24] 0,17	0,15		0,22
		0,04	[6] 0,17	0,08	0,10	0,08	0,10	[28] 0,25		
		0,09	[7] 0,12	0,05	0,04	0,03	0,07	0,11		
		0,08	0,10	0,06	0,10	0,10	0,08	0,13		
		[2] 0,17	0,05	0,07	0,11	0,09	0,07	0,12		
		0,10	0,09	0,10	0,12	0,10	0,11	0,10		
		0,05	0,06	0,07	0,10	0,07	0,08	0,10		
		0,05	0,09	0,09	0,07	0,09	0,12	0,04		
		0,06	0,07	0,10	0,11	0,05	[25] 0,24	[29] 0,24		
		0,06	[8] 0,17	0,08	0,07	0,05	[26] 0,18	0,04		
		[3] 0,20	[9] 0,11	0,06	0,10	0,10	0,06	[30] 0,21		
			0,09	0,10	0,10	0,10	0,05	0,08		
			0,09	0,06	0,07	0,08	0,09	0,10		
			[10] 0,11	0,10	0,08	[18] 0,30	0,08	[31] 0,24		
			0,09	[14] 0,16	0,08	[19] 0,17		[32] 0,22		
			0,07	0,06		0,12		0,06		
			0,08	0,07		[20] 0,23		0,10		
			0,07	0,04		0,09		0,18		
			0,10	0,12		0,11		0,09		
			[11] 0,12	0,06		[21] 0,19		0,11		
			0,07	0,05		0,13		0,12		
Summe	0,32	1,81	2,75	5,15		5,87		6,04		2,82
Zahl d. Fälle	7	22	32	58		57		43		12
Mittel	0,046	0,082	0,086	0,089		0,103		0,140		0,235
	0,073									

nächst einmal, daß Schneefälle in den meisten Fällen (68 %) bei einer mittleren Temperatur der unteren Luftschicht von + 1 ° bis — 3 ° stattfinden.

Aus der Zusammenstellung der Mittel geht deutlich das Gesetz hervor: Je wärmer die Luft ist, desto dichter ist im allgemeinen der frisch gefallene Schnee. Die Dichte steigt von 0,046 bei einer Temperatur von — 10 ° bis — 15 ° bis 0,235 bei + 3 bis + 1,1 °.

Da das in der ersten Spalte gegebene Mittel aus nur 7 Beobachtungen gewonnen worden ist, beeinflussen die beiden äußerst geringen Werte 0,01 das Mittel sehr stark, das ohne sie 0,06 wäre. Man könnte daher die Dichten, die bei einer Temperatur von unter — 5 ° gemessen worden sind, vereinigen. Man erhält alsdann als Mittel aus 29 Fällen D = 0,073.

Bei der Betrachtung der einzelnen Zahlen fallen zunächst die schon erwähnten niedrigen Werte 0,01 der ersten Spalte auf. Dieser Wert wurde zum erstenmal gemessen am 15. Januar 1900 7ª. Obwohl der Schneefall 10½ Stunden angehalten hatte, wurden doch nur 0,8 cm Schneehöhe gemessen. Zum zweiten Male wurde D = 0,01 am 28. Dezember 1908 bestimmt. Auch an diesem Tage betrug nach langem Schneefall — es schneite 4½ Stunden — die Schneehöhe nur 0,7 cm. An beiden Tagen stieg vom Beginn des Schneefalls bis zur Messung die Temperatur nie über — 10 °, so daß eine geringe Dichte zu erwarten war. Da aber an Niederschlag nur 0,08 bezw. 0,07 mm gemessen wurden, können bei dessen Bestimmung sehr leicht Ungenauigkeiten vorkommen, die die Dichte stark beeinflussen. So kann z. B. beim Ausstechen etwas Schnee auf dem Zementfeld liegen, etwas an der Schaufel oder im Ausstechcylinder hängen bleiben und dann noch Schmelzwasser im Meßgefäß an den Wänden haften bleiben. Ganz kleine Verluste verringern die Dichte bei dem geringen Wasserwert schon bedeutend. In fast allen andern Fällen, in denen die Dichte D = 0,04 oder kleiner gemessen wurde, war der Wassergehalt gleichfalls kleiner als 1 mm, in den weitaus meisten Fällen sogar kleiner als ½ mm. Nur am 11. Februar 1900 wurde bei einer Dichte D = 0,04

der Wassergehalt = 1,2 mm gefunden, wobei eine mittlere Temperatur von — 5,5 ° herrschte. Es ist daher anzunehmen, daß diese sehr geringen Werte durch die grobe Art der Messung fälschlich erhalten werden, und daß 0,04 wahrscheinlich die unterste Grenze der Dichte ist.

Verhältnismäßig hohe Werte der Dichte sind in der Tabelle durch die Zahlen 1 bis 39 hervorgehoben. Sie können auch wie die sehr kleinen Werte durch die Art der Messung fälschlich verursacht werden. Da die Dichte nicht sofort nach dem Schneefall gemessen wird, sondern erst 7 h morgens, kann die Temperatur inzwischen den Gefrierpunkt erreichen oder sogar übersteigen. In diesen Fällen wird durch Schmelzen eines Teiles die Dichte des übrigbleibenden Schnees wesentlich erhöht. Diese Erhöhung wird am größten, wenn zwischen Schneefall und Messung Regenfälle eintreten. Am 17. Februar 1900 (N. 6) wurde für Schnee, der bei einer mittleren Temperatur von — 3,1 bis — 5 ° gefallen war, die hohe Dichte 0,17 gemessen. Der Schnee war am 16. Februar in der Zeit von 9^a bis 3^p gefallen. Nach 3^p fiel zunächst Eisregen, dann Regen. Von Mitternacht bis 7^a des 17. Februar war die mittlere Temperatur 2,4 °. Am 4. Januar 1905 (N. 8) wurde für Schnee, der bei — 3,1 ° bis — 5 ° Temperatur gefallen war, wieder D = 0,17 gemessen. Nach dem Schneefall, der bis 12^p des 3. Januar dauerte, trat Tauwetter und Sprühregen ein. Am 26. Januar 1906 (N. 9) wurde bei derselben Temperatur D = 0,11 gemessen. Die Temperatur überschritt in der Zeit vom Ende des Schneefalls bis zur Messung 0 °.

Für Schnee, der bei mittleren Temperaturen von — 1,1 bis — 3 ° fiel, wurden dieselben Beobachtungen gemacht. Die mittlere Dichte für diese Temperaturen ist D = 0,09. Am 8. Januar 1896 (N. 12) fand man D = 0,18, da die Temperatur vor der Messung 0 ° erreicht hatte. Bald nach der Messung setzte Regen ein. Am 25. November 1898 (N. 13) und am 1. März 1904 (N. 14) war D = 0,16. An beiden Tagen stieg nach dem Schneefall die Temperatur über 0 °, wobei Regen fiel. Dieselben Vorgänge spielten sich ab bei den Fällen N. 17, 29 und 30.

Eine weitere Fehlerquelle bringt der Umstand mit sich, daß bei hoher Schneedecke das Zementfeld, auf dem der Neuschnee gemessen wird, bedeutend tiefer liegt als die Oberfläche der umgebenden, in der Regel dichteren Schneedecke. Es ist dann anzunehmen, daß älterer und dichterer Schnee auf das Zementfeld geweht wird und die wahre Dichte des Neuschnees erhöht. Dieser Umstand dürfte in Fall 1, 5 und 10 die Ursache der verhältnismäßig hohen Dichte sein. Am 8. Februar 1897 (N. 1) lag eine 30 cm hohe, im Mittel 0,18 dichte Schneedecke, am 7. Februar 1897 (N. 5) war der alte Schnee 26 cm hoch und 0,18 dicht, und am 7. Februar 1907 (N. 10) 25 cm hoch und 0,17 dicht.

Neben diesen Ursachen, die in der Art und Zeit der Messung begründet liegen, können noch andere Faktoren eine Erhöhung der Dichte weit über den der Temperatur entsprechenden Mittelwert bewirken. Wenn z. B. die Temperatur während des Schneefalls um den berechneten Mittelwert so stark schwankt, daß sie den Gefrierpunkt überschreitet, wird ein Teil des Neuschnees geschmolzen und das Schmelzwasser aufgesogen. Die Dichte wird dann erhöht. Dieser Vorgang wurde bei Schneefällen, die bei einer mittleren Temperatur von — 0,1 ° bis — 1 ° stattfanden, verschiedentlich festgestellt, so am 5. Dezember 1897 (N. 16), am 8. Februar 1902 (N. 18), am 14. Februar 1903 (N. 20), am 15. Dezember 1903 (N. 21), am 26. und 30. Dezember 1905 (N. 22 und 23) und am 24. Februar 1906 (N. 24). Am 15. und 16. Februar 1909 wurde infolge des Temperatursturzes der Schnee von Regen begleitet.

Durch solchen hinzukommenden Regen wurden die meisten der 0,20 übersteigenden Werte der beiden letzten Spalten verursacht, nämlich in den Fällen N. 27, 28, 31, 33 und 38. Am 31. November 1903 (N. 37) fiel neben Regen und Schnee noch Eisregen, und am 6. Februar 1909 (N. 39) Regen, Schnee und Graupel. An diesem letzten Tage wurde die absolut größte Dichte von Neuschnee für Potsdam gemessen, nämlich 0,66.

Bei niedrigerer Temperatur tritt eine Steigerung der Dichte auf, wenn mit dem Schneefall Nebel, Reif oder Rauhfrost beob-

achtet wurde. So wurde am 4. März 1909 (N. 3) für Schnee, der bei einer mittleren Temperatur von — 6 ° gefallen war, D = 0,20 bestimmt. Nach dem Schneefall fand starke Reifbildung statt, die bei nur 0,5 cm Neuschnee die hohe Dichte verursachte. Genau dieselben Verhältnisse lagen am 4. März 1900 (N. 7) vor, wo D = 0,12 war bei einer mittleren Temperatur von — 4 °. Auch am 10. März 1910 (N. 34) bildete sich schon während des Schneefalls Reif und nachher Rauhfrost, so daß die hohe Dichte 0,25 teilweise durch diese hinzukommenden Niederschläge bewirkt wurde, was am 12. November 1910 (N. 35) starker Nebel tat.

Fällt der Schnee bei Temperaturen über 0 °, so kann bisweilen eine noch hohe Bodentemperatur eine Erhöhung der Dichte verursachen. Am 23. März 1907 (N. 32) war die Bodentemperatur in 0,02 cm Tiefe unter dem Erdboden kurz vor dem Schneefall noch + 4,7 °, am 13. März 1896 (N. 36) + 5 °. In beiden Fällen waren die Schneehöhen sehr gering, nämlich 0,5 bezw. 0,2 cm, so daß der Einfluß des wärmeren Erdbodens stark bemerkbar war.

Die im Verhältnis zur Temperatur hohen Dichten am 24. Januar 1897 (N. 4) und am 3. März 1909 (N. 11) sind wahrscheinlich auf die Tiefe des Neuschnees zurückzuführen, die an dem zuerst angeführten Tage 8 cm, an dem zweiten Tage sogar 23 cm betrug.

In den unter N. 2 und 15 aufgeführten Fällen läßt sich aus den Veröffentlichungen ein Grund für die verhältnismäßig sehr große Dichte nicht angeben.

Im Zusammenhang mit der Abhängigkeit der Dichte von der Temperatur steht die Tatsache, daß nach den Potsdamer Beobachtungen sich für die einzelnen Monate veschiedene mittlere Dichten ergeben, was Tabelle II zeigt.

Tabelle II.
Mittlere Schneedichte und Temperatur der einzelnen Monate.

Monat	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April
Zahl d. Beobachtungen	71	63	34	25	37	(1)
Mittlere Dichte	0,120	0,097	0,093	0,110	0,134	(0,11)
Mittlere Temperatur des Monats	+ 3,16	+ 0,23	— 0,32	+ 0,39	+ 3,40	—

Die Tabelle zeigt deutlich, daß mit der mittleren Temperatur die mittlere Dichte des Neuschnees in dem einzelnen Monat ab- bezw. zunimmt. Je größer die Differenz der mittleren Temperaturen zweier Monate ist, um so größer ist auch die Differenz der Neuschneedichte der betreffenden Monate.

Unter den Gründen, die eine große Dichte herbeiführen können, war als letzter die Tiefe des Neuschnees angegeben. Daraus geht ein Einfluß der Tiefe auf die Dichte des Neuschnees hervor. Dieser Einfluß ist aber im Verhältnis zu dem der Temperatur so gering, daß er nur nachweisbar ist, wenn Beobachtungen herausgegriffen werden, die bei annähernd gleichen mittleren Temperaturen gemacht sind. Es sind daher zunächst die Fälle in Tabelle III vereinigt, in denen der Schnee bei — 1,1 ° bis — 3 ° fiel.

Tabelle III.

Temperatur — 1,1° bis — 3°.

Tiefe in cm	0,1 bis 1		1,1 bis 2	2,1 bis 4	4,1 bis 6	über 6
Dichte	0,18	0,04	0,07	0,07	0.10	0,07
„	0,12	0,12	0,08	0,07	0,07	0,08
„	0,12	0,20	0,10	0,12	0,07	0,10
„	0,08	0,10	0,05	0,06		0,07
„	0,12	0,10	0,10	0,05		0,11
„	0,16	0,11	0,08	0,09		0,12
„	0,08	0,07	0,02	0,10		0,11
„	0,06	0,04	0,08	0,07		0,10
„	0,09	0,08		0,08		
„	0,10	0,10				
„	0,06	0,04				
„	0,06	0,10				
„	0,16	0,10				
„	0,06	0,07				
„	0,07	0,07				
Mittel	0,095		0,073	0,079	0,080	0,095

Mit Ausnahme der ganz geringen Tiefe unter 1 cm zeigen die Mittel die angenommene Abhängigkeit von der Tiefe. Diese Abhängigkeit wird deutlicher bei den Schneefällen, die bei einer

mittleren Temperatur von — 3,1 ° bis — 5 ° stattfanden, wie die Zusammenstellung in Tabelle IV zeigt.

Tabelle IV.
Temperatur — 3,1° bis — 5°.

Tiefe	0,1 bis 1	1,1 bis 2	2.1 bis 4	4,1 bis 6	über 6
Dichte	0,04	0,08	0,06	0,07	0,11
„	0,06	0,06	0,06	0,10	0,11
„	0,04	0,03	0,07	0,10	0,17
„	0,12	0,09	0,17	0,09	0,08
„	0,05	0,11	0,07		0,12
„	0,09	0,09	0,09		
„	0,11	0,07			
„	0,07				
„	0,10				
„	0,07				
Mittel	0,075	0,077	0,087	0,090	0,12

Über die Dichte einzelner Schneearten läßt sich nach dem Potsdamer Material nichts sagen, da dort nicht angegeben ist, in welcher Form der Schnee gefallen ist. In bezug auf diesen Punkt kann nur auf die oben genannten Arbeiten von W a r d verwiesen werden.

Aus den Untersuchungen über den frisch gefallenen Schnee ergibt sich folgendes:

1. Als Mittelwert der Schneedichte ist 0,1 anzusehen, wenn es sich um lange Beobachtungsreihen handelt. Dann ist anzunehmen, daß der Schnee bei allen möglichen Temperaturen gefallen ist. Für Potsdam ist das genaue Mittel 0,107. L a n c a s t e r hat für den Mont Blanc 0,108 berechnet.

2. Für einzelne Schneefälle hängt die Dichte vor allem von der Tempratur ab. Sie beträgt bei den niedrigsten Temperaturen — 0,04 und steigt mit der Temperatur bis 0,66. Diese Abhängigkeit zeigen auch die Arbeiten von L a n c a s t e r , Col. W a r d und S c h i n d l e r.

Eine Folge dieses Zusammenhangs mit der Temperatur ist, daß die einzelnen Monate entsprechend ihrer verschiedenen mittleren Temperatur verschiedene mittlere Schneedichten aufweisen, wie schon von Partsch und Lancaster festgestellt wurde.

3. Eine beträchtliche Erhöhung über den der Temperatur entsprechenden Wert erfährt die Dichte durch gleichzeitig mit dem Schneefall vorkommende Niederschläge wie Rauhfrost, Reif, Graupel und Regen. Durch letzteren vor allem werden die höchsten Dichten bei Temperaturen über 0° hervorgerufen. Dieselben Beobachtungen gehen aus Stades Beobachtungen am Brocken hervor.

4. Fällt der Neuschnee in großen Massen, so kann seine Höhe die Dichte in geringem Maße erhöhen.

5. Ein Einfluß des Windes auf die Dichte ist im allgemeinen nicht bemerkbar. Nur sehr starke Winde können eine nennenswerte Erhöhung der Dichte bewirken, was u. a. Winslow Upton an einem Schneesturm aus dem Jahre 1888 zeigt.

Es ist von Wichtigkeit zu wissen, welche Fehler in den einzelnen Fällen gemacht werden, wenn man die Niederschlagshöhe aus der Schneehöhe mit D = 0,1 berechnet. Für die Potsdamer Beobachtungen soll daher der wirkliche und der mit D = 0,1 berechnete Wasserwert gegenübergestellt werden.

Bei geringen Niederschlägen ist die absolute Differenz der beiden Werte nur gering, wenn sie auch, in % ausgedrückt, sehr hoch sein kann. So wurde z. B. am 28. Februar 1896 eine 0,7 cm hohe Schneedecke von der Dichte 0,03 gemessen. Das entspricht einem wirklichen Wasserwert von 0,2 mm, während der berechnete 0,7 mm ist. Die Differenz zwischen beiden ist also — 0,5 mm, also — 233 % des wirklichen Wertes. Am 4. Februar 1901 betrug die Höhe der Schneedecke 0,2 cm, ihre Dichte 0,05. Die Differenz betrug also nur — 0,1 mm, aber — 100 %. Am 2. Februar 1908 war die Differenz bei einer 1,5 cm hohen und 0,02 dichten Schnee-

decke — 1,2 mm, aber — 400 %. Da diese relativ hohen Differenzen nur bei niedrigen Schneelagen auftreten, ist der absolute Wert der Differenz noch so klein, daß sie nicht von großer Bedeutung sind. In der folgenden Zusammenstellung sollen daher nur die Fälle aufgeführt werden, die eine absolute Differenz von mehr als 2 mm aufweisen.

	Datum	Höhe in cm	Dichte	Wirklicher Wassergehalt in mm	Berechneter Wassergehalt in mm	Differenz	
				I	II	I — II	in % von I
1	16. Jan. 1896	3,1	0,18	5,6	3,1	+ 2,5	+ 44
2	17. Jan. 1896	7,9	0,07	5,5	7,9	— 2,4	— 43
3	15. Febr. 1896	7,8	0,07	5,5	7,8	— 2,3	— 43
4	25. Jan. 1897	7,7	0,07	5,4	7,7	— 2,3	— 43
5	8. Febr. 1897	9,8	0,14	13,7	9,8	+ 3,9	+ 29
6	3. Jan. 1899	8,5	0,13	11,0	8,5	+ 2,5	+ 23
7	17. Febr. 1900	8,0	0,17	13,9	8,0	+ 5,9	+ 42
8	31. Jan. 1901	5,0	0,05	2,5	5,0	— 2,5	— 100
9	10. März 1902	6,5	0,17	11,3	6,5	+ 4,8	+ 41
10	10. März 1906	1,7	0,24	4,1	1,7	+ 2,4	+ 58
11	24. März 1906	6,1	0,17	10,4	6,1	+ 4,3	+ 41
12	16. Dez. 1906	9,0	0,07	6,3	9,0	— 2,7	— 43
13	17. Dez. 1906	5,5	0,05	2,8	5,5	— 2,7	— 100
14	31. Jan. 1907	15,0	0,07	10,5	15,0	— 4,5	— 43
15	15. Dez. 1907	2,0	0,37	7,4	2,0	+ 5,4	+ 73
16	3. März 1909	23,0	0,12	27,6	23,0	+ 4,6	+ 17
17	6. Febr. 1909	0,5	0,66	3,3	0,5	+ 2,8	+ 85
18	20. März 1910	2,0	0,24	4,8	2,0	+ 2,8	+ 58
19	12. Nov. 1910	7,0	0,21	14,7	7,0	+ 7,7	+ 52
20	20. Nov. 1910	4,5	0,22	9,9	4,5	+ 5,4	+ 54

Die Gründe für die verschieden großen Dichten sind schon vorher gegeben, so daß hier darauf nicht noch einmal eingegangen zu werden braucht. Die Differenzen sind die Folge der von 0,1 abweichenden Dichte.

Die nächste Tabelle soll zeigen welche Fehler entstehen, wenn man den als Schnee gefallenen Niederschlag eines Monats aus der Schneehöhe und der Dichte 0,1 berechnen würde.

Monat und Jahr	Als Schnee gefallener Niederschlag in mm		Differenz in mm
	gemessen	berechnet	
Nov. 1896	1,0	0,9	+ 0,1
1897	2,0	2,0	0
1898	1,6	1,0	+ 0,6
1901	3,4	4,3	— 0,9
1903	8,9	8,0	+ 0,9
1904	4,2	4,5	— 0,3
1907	6,4	4,5	+ 1,9
1908	1,1	1,5	— 0,4
1909	47,1	49,5	— 2,4
1910	36,2	22,7	+ 13,5
Dez. 1896	3,5	5,5	— 2,0
1897	3,3	4,5	— 1,2
1899	22,5	27,6	— 5,1
1901	2,7	3,2	— 0,5
1902	2,6	1,5	+ 1,1
1903	8,5	6,0	+ 2,5
1905	4,3	3,5	+ 0,8
1906	14,1	19,5	— 5,4
1907	8,8	4,5	+ 4,3
1908	3,6	4,3	— 0,7
1910	3,2	4,0	— 0,8
Jan. 1896	20,0	23,7	— 3,5
1897	35,0	43,8	— 8,8
1899	14,5	10,1	+ 4,4
1900	19,6	22,4	— 2,8
1901	14,4	21,5	— 7,1
1902	11,0	8,6	+ 2,4
1903	2,9	3,0	— 0,1
1904	9,7	9,6	+ 0,1
1905	9,5	7,8	+ 1,7
1906	2,3	2,2	+ 0,1
1907	26,8	31,5	— 4,7
1908	7,0	9,0	— 2,0
1909	22,5	20,9	+ 1,6
1910	15,7	16,4	— 0,7

Monat und Jahr	Als Schnee gefallener Niederschlag in mm		Differenz in mm
	gemessen	berechnet	
Febr. 1896	5,9	8,7	— 2,8
1897	25,5	20,4	+ 5,1
1898	5,6	5,3	+ 0,3
1899	0,7	1,0	— 0,3
1900	26,6	24,0	+ 2,6
1901	12,6	13,4	— 0,8
1902	11,4	12,0	— 0,6
1903	0,7	0,3	+ 0,4
1904	4,4	4,9	— 0,5
1905	1,3	3,0	— 1,7
1906	3,3	3,5	— 0,2
1907	15,1	17,5	— 2,4
1908	4,9	5,7	— 0,8
1909	18,5	14,2	+ 4,3
1910	3,2	3,8	— 0,6
März 1896	4,0	2,2	+ 1,8
1897	0,5	0,5	0
1898	4,3	3,3	+ 1,0
1899	5,5	5,0	+ 0,5
1900	7,4	6,5	+ 0,9
1902	13,5	7,3	+ 6,2
1904	1,8	1,2	+ 0,6
1906	16,7	11,8	+ 4,9
1907	13,7	12,0	+ 1,7
1908	14,3	14,0	+ 0,3
1909	37,1	31,3	+ 5,8
1910	4,8	2,0	+ 2,8

Die Summen für die 15 Jahre 1896—1910 zeigt die nächste Zusammenstellung.

Monat	Als Schnee gefallener Niederschlag in mm		Differenz in mm	in %
	gemessen	berechnet		
November	111,9	98,9	+ 13,0	+ 11,6
Dezember	77,1	84,1	— 7,0	— 9,1
Januar	211,1	230,5	— 19,4	— 9,2
Februar	139,7	137,7	+ 2,0	+ 1,4
März	123,6	97,1	+ 26,5	+ 21,4

Das Ergebnis bestätigt auch wieder, daß für die einzelnen Monate verschieden mittlere Dichten bestehen, und zwar für Januar die geringste, für März die größte, wie es weiter oben schon festgestellt ist.

Dichte der Schneedecke.

Bei der Untersuchung über die Dichte der Schneedecke handelt es sich um zwei Aufgaben. Erstens muß die mittlere Dichte der Schneedecke, also ihr Wassergehalt, festgestellt werden. Zweitens ist ein Zusammenhang zwischen der Dichte einer Schneeschicht und ihrer Tiefe unter der Schneeoberfläche zu suchen.

Wassergehalt der Schneedecke.

Die Kenntnis des Wassergehalts der Schneedecke, also ihrer Höhe und mittleren Dichte, ist von Wichtigkeit für die Wasserbauämter. Die praktisch wichtige Frage, wieviel Wasser wird im Frühjahr bei plötzlich eintretendem Tauwetter den Flüssen zugeführt, kann nur mit Hilfe dieser Angaben annähernd gelöst werden (vgl. Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen im Jahre 1892. Veröffentlichungen des Kgl. Preußischen Meteorologischen Instituts pg. XI). Seit der Einführung der regelmäßigen Beobachtungen in Preußen wird daher in jedem Winter den Wasserbauämtern von dem Wassergehalt der Schneedecke Mitteilung gemacht. (Tätigkeitsbericht des Kgl. Preußischen Meteorologischen Instituts 1912 pg. 52).

Angaben über den Wassergehalt der Schneedecke sind aus der Literaturübersicht in großer Zahl zu entnehmen. Die unterste Grenze der Dichte ist 0,04 wie beim Neuschnee, der als eine Schneedecke von ganz geringem Alter anzusehen ist. Die höchsten Werte 0,6 bis 0,7 werden beim Firnschnee (Defant) und bei einer im Schmelzen begriffenen Schneedecke (Westman, Ochljabinin) er-

reicht. In beiden Fällen sind die Ursachen, die die Erhöhung der Dichte bewirken, die gleichen, worauf G. Hellmann in der Meteorologischen Zeitschrift 1901 pg. 570 hingewiesen hat.

Durch Sonnenstrahlung und Temperaturerhöhung schmilzt ein Teil des Schnees, und das Schmelzwasser wird von dem Rest aufgesogen. Dadurch nimmt die Zahl der Schneeflocken nicht zu, sondern die einzelnen davon vergrößern sich und werden nach und nach in Eiskörner verwandelt, was Westman dadurch feststellte, daß er das spezifische Gewicht bestimmte, und nachwies, daß die Körner zwischen gekreuzten Nicols Interferenzerscheinungen verursachten (vgl. S. 26). Mit dieser Zunahme der Dichte ist eine Abnahme der Schneehöhe verbunden, woraus hervorgeht, daß die Dichte einer Schneedecke von ihrer Höhe wenig beeinflußt wird. Dasselbe zeigt sich darin, daß eine frische Schneedecke sich allmählich setzt, also an Höhe abnimmt, ohne an Wassergehalt zu verlieren. Als Beispiel dafür sei folgendes aus den Ergebnissen der Meteorologischen Beobachtungen in Potsdam angeführt. Am 4. März 1909 hatte die Schneedecke die Höhe 31 cm bei einer Dichte 0,15, also einen Wassergehalt von 46,5 mm. Bis zum 11. März sind außer geringer Reifbildung keine Niederschläge verzeichnet. Die Tagestemperatur war im Mittel unter 0°, wenn sie auch gegen Mittag bisweilen + 4° überstieg. Am 8. März 1909 hatte dieselbe Schneedecke die Höhe 25,5 und die Dichte 0,18, der Wassergehalt betrug also 45,9 mm, hatte also um 0,6 mm abgenommen. Am 11. März hatte die Höhe bis auf 19,5 cm ab-, die Dichte auf 0,24 zugenommen, so daß der Wassergehalt sogar um 0,9 mm gestiegen war. Diese geringe Zunahme ist vielleicht auf eine Ungenauigkeit beim Messen zurückzuführen. Es ist auch möglich, daß ganz geringe, im Regenmesser nicht bemerkbare Niederschläge gefallen sind. Es ist anzunehmen, daß der Wassergehalt der Schneedecke vom 4. bis zum 11. März gleich blieb, obwohl die Höhe von 31 cm auf 19,5 cm abnahm. Ein weiteres Beispiel für die mit Abnahme der Schneehöhe verbundene Zunahme der Dichte ist in der auf S. 25 angeführten Arbeit von Westman gegeben.

Die kleinen Differenzen bei dem Potsdamer Beispiel können in dem einen Fall durch Verdunstung von Schnee, in dem anderen durch Kondensation von Wasserdampf aus der Luft verursacht sein. Zur Entscheidung, ob nun an der Oberfläche einer Schneeschicht vorzugsweise Kondensation oder Verdunstung auftritt, ist das Potsdamer Material nicht gut geeignet. Es soll daher unter anderm zurückgegriffen werden auf das Material, das Brückner und Woeikow in dem Streit über diese Frage geliefert haben. Woeikow[1]) nimmt in seinem Werk: „Einfluß einer Schneelage auf Boden, Klima und Wetter" an, daß wegen der Verdunstung einer Schneelage die relative Feuchtigkeit über einer Schneelage größer ist als ohne dieselbe. In einer Besprechung der Arbeit greift Brückner[2]) diesen Satz an. Er behauptet, daß im Gegenteil an der Oberfläche einer Schneelage Kondensation auftritt. Er beruft sich dabei auf Forel, der feststellte, daß bei Annäherung an einen Gletscher die relative Feuchtigkeit der Luft abnahm, daß also der Schnee Wasser kondensieren mußte.

In seiner Entgegnung verwirft Woeikow[3]) die Heranziehung der Forelschen Messungen, da sie im Sommer gemacht sind, also nicht zum Vergleich mit den Wintermessungen an einer Schneedecke verglichen werden können. Er führt zur Bekräftigung seienr Behauptung Versuche von Weyprecht an. Dieser hatte kubische Eisstücke frei aufgehängt und ie Gewichtsänderung festgestellt. Die Eisstücke verloren

vom 1. Oktober bis 30. November	5,2 %,
vom 1. Dezember bis 16. Januar	2,1 %,
vom 17. Januar bis 14. März	1,2 %,
vom 15. März bis 18. April	11,8 %,
vom 19. April bis 17. Mai	38,0 %.

Es ist also in allen Monaten ein Verlust bestimmt, was für Verdunstung sprechen würde. Die Gründe, die gegen Heranziehung

1) Penck's geographische Mitteilungen Wien 1889.
2) Met. Z. 1889 pg. (66).
3) Met. Z. 1890 pg. 38—39.

dieses Materials sprechen, sind in der Erwiderung von Brückner unten angeführt.

Als Hauptbeweis dafür, daß an der Oberfläche einer Schneeschicht größtenteils Verdunstung auftreten muß, führt Woeikow an, daß die Temperatur an der Schneeoberfläche in der Regel höher ist als der Taupunkt der über einer Schneeschicht lagernden Luft. Diese Tatsache glaubt Woeikow aus einer Reihe von Beobachtungen entnehmen zu können, die in Sagastyr an der Lenamündung angestellt sind, die Woeikow selbst aber nicht veröffentlicht.

Diese Ausführungen greift Brückner in einem zweiten Artikel [4]) an. Zunächst lehnt er die Versuche von Weyprecht zur Entscheidung der vorliegenden Frage ab. Brückner begründet das folgendermaßen: Die Temperatur des Eies sinkt nie so bedeutend unter die Temperatur der Luft, als die Temperatur einer Schneedecke, deren rauhe Oberfläche dank des äußerst geringen Wärmeleitungsvermögens des Schnees durch Ausstrahlung sehr bedeutend unter die Temperatur der Luft zu erkalten pflegt. Aus diesem Grunde liegt, wie Brückner annimmt, die Temperatur der Schneeoberfläche unter dem Taupunkt.

Brückner stellt dann, wie Woeikow es auch getan hat, die Frage: Ist die Temperatur der Schneedecke an ihrer Oberfläche tiefer oder höher als der Taupunkt der darüber lagernden Luft? Er beantwortet die Frage aber in entgegengesetztem Sinne wie der russische Meteorologe. Zum Beweis führt Brückner das Material von Sagastyran, das Woeikow auch benutzt, aber in seiner Arbeit nicht erwähnt hat. Er gibt eine Zusammenstellung über die relative Feuchtigkeit, den Dampfdruck, den zu dem betreffenden Dampfdruck gehörigen Taupunkt, welcher einer Spannugstafel entnommen ist, und die Tempeatur der Schneeoberfläche. Die Tabellen seien hier wiedergegeben.

4) Met. Z. 1890 pg. 150.

	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai
Winter 1882—83.							
Relat. Feucht. in %	87,3	81,9	83,2	80,7	83,6	86,9	91,4
Dampfdruck in mm	0,43	0,27	0,19	0,11	0,26	0,80	2,33
Taupunkt °C	— 28,55	— 33,75	— 37,10	—	— 34,10	— 21,75	— 8,65
Temp. d. Schneeobfl.	— 29,59	— 36,33	— 38,34	— 43,84	— 34,83	— 21,00	— 7,57
Differenz. Taupunkt — Temp. der Schneeobfl.	0,64	2,58	1,24	—	0,73	— 0,75	— 1,08
Winter 1883—84.							
Relat. Feucht. in %	—	82,5	66,9	88,8	86,9	87,1	88,0
Dampfdruck in mm	—	0,30	0,22	0,27	0,22	0,74	2,00
Taupunkt °C	—	— 32,65	— 35,75	— 33,75	— 35,75	— 22,65	— 10,55
Temp. d. Schneeobfl.	—	— 34,81	— 37,63	— 35,53	— 37,24	— 22,71	— 10,37
Differenz. Taupunkt — Temp. der Schneeobfl.	—	2,16	1,88	1,78	1,49	0,06	— 0,18

Eine weitere Tabelle gibt an, um wie viel Grad C der Taupunkt zu den verschiedenen Tageszeiten über der Temperatur an der Schneeoberfläche (+) oder unter derselben (—) lag.

	Nov.	Dezbr.		Januar		Febr.	März		April		Mai	
Jahr	1882	1882	83	1883	84	1884	1883	84	1883	84	1883	84
12 p.	0,8	2,9	2,4	0,9	1,5	2,0	0,2	1,5	0,2	0,5	0,7	1,3
3 a.	0,7	2,4	2,1	1,1	1,5	1,3	0,7	1,7	0,4	0,4	0,3	1,0
6 a.	0,7	2,7	2,3	1,0	1,7	1,9	0,3	2,0	— 0,6	0,4	— 0,8	0,0
9 a.	0,7	2,4	2,1	1,0	1,8	1,4	0,8	1,2	— 1,8	— 0,5	— 2,3	— 1,9
12 a.	1,0	2,4	2,4	1,2	1,8	0,9	0,4	1,1	— 2,7	— 1,9	— 3,0	— 2,2
3 p.	1,1	2,3	2,2	0,9	2,1	1,4	0,9	1,5	— 2,5	— 0,7	— 2,7	— 1,9
6 p.	0,9	2,5	1,7	1,0	1,6	2,2	0,8	2,0	— 0,8	0,2	— 1,4	— 0,5
9 p.	0,6	2,6	1,9	0,8	1,9	1,8	1,2	1,4	— 0,1	0,6	0,2	1,0

Diese beiden Tabellen zeigen deutlich das Gegenteil von dem, was Woeikow nach demselben Material behauptet hatte. Die Temperatur an der Schneeoberfläche ist niedriger als der Tau-

punkt der darüber liegenden Luft. Nur im April und Mai an den Tagesstunden ist das Umgekehrte der Fall. Daraus folgert Brückner, daß die Schneedecke Wasserdampf kondensieren muß.

Gleichfalls zu dem Resultat, daß an einer Schneedecke Kondensation auftritt, kommt Ekholm[5]). Er geht zunächst davon aus, daß im nordwestlichen Europa bei großer Kälte das nasse (beeiste) Thermometer höher steht als das trockene. Diese Tatsache führt Ekholm darauf zurück, daß das Eis den Wasserdampf der umgebenden Luft kondensiert und sich infolgedessen erwärmen muß. Die Erklärung dieser auffallenden Tatsache wird nach einer Arbeit von W. Fischer[6]) gegeben. Nach diesen Untersuchungen, die auch von anderen bestätigt sind, hat der über Eis gesättigte Dampf (Eisdampf) immer eine kleinere Spannung als der über flüssigem, unterkühltem Wasser gesättigte Dampf (Wasserdampf). Daß Wasserdampf dieser Art, also von einer Spannung, die dem über unterkühltem Wasser entspricht, in der Luft vorkommen kann, entnimmt Ekholm dem Vergleich des Psychrometers mit dem Haar- und Kondensationshygrometer. Dieser Zustand der Luft muß da auftreten, wo verhältnismäßig warme Luftmassen ohne Berührung mit Eis genügend abgekühlt werden. Über schneebedecktem Boden können sich solche Luftmassen verhältnismäßig lange halten, da die Diffusionsgeschwindigkeit von Wasserdampf in Luft gering ist, was Stefan[7]) gezeigt hat.

Da sich die Schneeoberfläche durch Strahlung stark abkühlt, so daß ihre Temperatur unter diejenige der Luft sinkt, muß die Luft durch die Berührung mit dem Schnee mehr abgekühlt werden, als durch Berührung mit schneefreiem Boden. Die Tatsache der

---

5) Met. Zeitschrift 1890 pg. 224.

6) Über die Tension der über flüssiger und über fester Substanz gesättigten Dämpfe. Wied. Ann. Bd. 28 pg. 400.

7) Sitzungsberichte der K. Akademie der Wissenschaften, Wien 1871 Band 63 2. Abtl. pg. 110.

Abkühlung zeigt das Material von Sagastyr, das Hann in der Meteorologischen Zeitschrift 1890 pg. 214 im Auszuge veröffentlicht hat. Ekholm gibt in einer Tabelle die Spannkraft des Wasserdampfes und die des sogenannten Eisdampfes bei Temperaturen von 0° bis 20°. Von diesen Werten seien nur einige angegeben. Bei — 5° beträgt erstere 3,24, letztere 3,07, bei — 10° 2,28 und 2,03 und bei — 15° 1,63 und 1,32. Auch diese Zahlen zeigen, daß bei Temperaturen unter 0 die Luft bei Berührung mit Schnee austrocknen muß, auch wenn die Temperatur des Eises gleich oder sogar etwas höher ist als diejenige der Luft.

Diese theoretischen Überlegungen führen also zu der Annahme, daß an der Schneedecke überwiegend Kondensation des Wasserdampfes, mithin Austrocknung der Luft stattfindet. Messungen aber, die zum Zweck der Prüfung dieser Frage angestellt worden sind, haben nicht immer dasselbe Ergebnis gezeigt.

Es sollen hier noch die Versuche von Jansson und Westman[8]) angeführt werden, die im Februar 1902 bei Upsala gemacht worden sind. Es wuden Schneestücke von 15,5r mal 22 qcm Oberfläche und 4 cm Dicke ausgeschnitten und in Schalen von denselben Maßen getan. Diese innen weiß emaillierten Schalen wurden dann wieder in den Schnee gesenkt, so daß die Oberfläche des ausgestochenen Schnees in der Ebene der Schneeoberfläche lag. Es war dann anzunehmen, daß Kondensation und Verdunstung des Schnees in der Schale dieselben waren wie bei dem umgebenden Schnee. In der folgenden Tabelle sind die Ergebnisse nur von den Tagen gegeben, an denen einerseits kein Niederschlag bemerkt wurde und andrerseits die Temperatur nicht über den Gefrierpunkt stieg. Das war der Fall vom 18. bis 26. Februar. Kondensation ist durch +, Verdunstung durch — bezeichnet.

---

8) M. Janssons und J. Westman. — Quelques recherches sur la couverture de neige. Upsala 1902 pg. 254.

Datum	Schale I mm	Schale II mm	Schale III mm	Mittel
Febr. 18.	± 0,00	+ 0,03	— 0,03	± 0,00
19.	+ 0,15	+ 0,18	+ 0,21	+ 0,18
20.	— 0,12	— 0,15	— 0,15	— 0,14
21.	— 0,09	— 0,15	— 0,06	— 0,10
22.	— 0,09	± 0,00	— 0,15	— 0,08
23.	— 0,21	— 0,29	— 0,26	— 0,26
24.	+ 0,15	+ 0,15	+ 0,12	+ 0,14
25.	+ 0,06	+ 0,09	+ 0,06	+ 0,07
26.	— 0,09	— 0,07	— 0,09	— 0,06
Mittel				— 0,03

An anderen Stellen der genannten Arbeit sind die Feuchtigkeit der Luft, Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit der angegebenen Tage aufgeführt. Irgend eine Beziehung zur Menge der Verdunstung bezw. Kondensation läßt sich nicht feststellen.

Die Messungen zeigen deutlich, daß in den meisten Fällen Verdunstung auftritt. Dasselbe Resultat hatte auch die Messung der Höhe der Schneedecke. Diese nahm in der Zeit vom 18. bis 26. Februar im Mittel 0,08 cm innehalb von 24 Sturnden ab. Da die Schneedecke zur Zeit der Versuche die Dichte 0,3 hatte, entsprach diese Abnahme einer Verdunstung von 0,024 mm, was dem oben gegebenen Wert sehr nahe kommt. Nach diesen sorgfältigen Versuchen ist anzunehmen, daß in Wirklichkeit an der Schneeoberfläche die Verdunstung ein wenig die Kondensation übertrifft.

In Nord-Deutschland wird seit 1891 an fast 30 Orten durchschnittlich alle 3 Tage die Dichte und Höhe der Schneedecke gemessen. Die Resultate sind in den Veröffentlichungen des Königlich Preußischen Meteorologischen Instituts: Ergebnisse der Niederschlagsbeobachtungen in den Jahren 1891—1910 aufgezeichnet.

Die folgende Zusammenstellung gibt für die einzelnen Orte eine Übersicht über die mittlere Dichte der Schneedecke. Die

Zahlen unter den Werten der Dichte nennen die Anzahl der Beobachtungen, aus denen das Mittel gewonnen ist.

Mittlere Dichte der Schneedecke in Norddeutschland.

Station	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Winter
Marggrabowa	0,20	0,13	0,17	0,19	0,22	0,25	0,16	0,19
	6	49	110	138	112	102	13	530
Altstadt	0,22	0,13	0,19	0,21	0,21	0,22	0,15	0,20
b. Gilgenburg	3	33	91	105	113	79	9	433
Bromberg	—	0,15	0,11	0,11	0,11	0,16	—	0,12
	—	12	28	26	46	23	—	135
Schivelbein	—	0,13	0,16	0,17	0,19	0,17	0,11	0,17
	—	26	71	81	86	43	1	308
Leobschütz	—	0,12	0,15	0,16	0,16	0,15	0,13	0,15
	—	9	45	59	47	24	3	187
Habel-	—	0,15	0,13	0,15	0,14	0,16	0,15	0,15
schwerdt	—	13	46	56	61	38	9	223
Rosenberg	—	0,14	0,13	0,17	0,18	0,18	—	0,16
(Ober-Schles.)	—	10	20	21	22	16	—	89
Kirche Wang	0,13	0,16	0,19	0,22	0,22	0,23	0,25	0,21
	9	76	142	152	128	144	174	725
Grünberg	—	0,15	0,15	0,13	0,16	0,17	—	0,15
Schles.	—	8	7	14	16	10	—	55
Ostrowo	—	0,09	0,13	0,16	0,16	0,14	0,19	0,15
	—	26	124	183	154	70	8	565
Jena	—	0,17	0,09	0,11	0,14	0,11	—	0,12
	—	2	23	15	32	10	—	82
Samter	0,17	0,13	0,13	0,13	0,16	0,16	0,19	0,14
	3	11	58	69	68	28	3	240
Potsdam	—	0,17	0,15	0,16	0,17	0,19	0,11	0,16
	—	19	58	56	59	33	1	226
Nordhausen	0,05	0,09	0,12	0,15	0,17	0,18	0,11	0,15
	1	2	47	78	76	19	1	235
Brandenburg	—	0,08	0,18	0,17	0,19	0,17	—	0,17
	—	5	24	55	31	9	—	124
Bad Lieben-	0,30	0,24	0,19	0,19	0,23	0,18	0,18	0,20
stein	2	7	36	66	44	20	4	179

Station	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Winter
Schnepfenthal	—	0,13	0,14	0,12	0,15	0,16	0,16	0,14
	—	15	38	47	71	43	11	225
Brocken	0,30	0,28	0,31	0,32	0,30	0,30	0,29	0,30
	4	13	17	30	28	27	11	130
Schwarzen-	0,11	0,14	0,16	0,18	0,19	0,16	0,13	0,17
born	6	29	66	92	104	64	18	379
Uslar	—	0,05	0,19	0,17	0,21	0,17	0,12	0,19
	—	1	32	54	54	20	2	163
Celle	—	0,12	0,19	0,16	0,19	0,18	0,09	0,18
	—	5	61	130	140	46	2	384
Klausthal	0,13	0,16	0,22	0,22	0,24	0,26	0,20	0,22
	3	42	84	119	116	109	33	506
Neuwied	—	0,42	0,18	0,16	0,19	0,05	—	0,17
	—	1	18	69	36	1	—	125
Von der	—	0,09	0,14	0,16	0,15	0,12	0,14	0,15
Heydt Grube	—	12	34	70	56	25	1	198
Brilon	0,17	0,14	0,16	0,16	0,20	0,15	0,11	0,17
	2	14	47	61	60	35	11	230
Neukirch	—	0,19	0,21	0,24	0,29	0,33	0,10	0,25
im Westerwald	—	14	22	25	29	20	3	113
Nord-	(0,17)	0,14	0,16	0,18	0,19	0,20	0,195	0,18
Deutschland	(39)	465	1349	1871	1789	1058	218	6789

Die mittlere Dichte der Schneedecke in Nord-Deutschland zeigt, wenn man von Oktober und April absieht, eine regelmäßige Zunahme vom November bis zum März. Diese Zunahme ist eine Folge davon, daß, je weiter der Winter fortschreitet, desto eher der Schnee lange liegen bleibt, was, wie oben gesagt ist, eine Erhöhung der Dichte zur Folge hat. Im Oktober und April ist der Boden selten für längere Zeit mit Schnee bedeckt. Das bewirkt die geringe mittlere Dichte in diesen Monaten.

Die größte Dichte der Schneedecke zeigen die Stationen, die längere Zeit eine Schneedecke aufzuweisen haben, so vor allem die höher gelegenen: Brocken (0,30), Klausthal (0,22) im Harz, Wang (0,21) im Riesengebirge. Ferner auch Stationen in Ost-

preußen: Altstadt 0,20 und Marggrabowa 0,19. Diese Tatsache beweist, daß für den Betrag der Dichte einer Schneedecke deren Alter wichtiger ist als die durchschnittliche Temperatur; denn in den genannten Orten ist die mittlere Temperatur niedriger als an den anderen Stationen. Das würde zunächst vermuten lassen, daß die Dichte geringer ist. Aber gerade die niedrige Temperatur bewirkt, daß die Schneedecke auch bei vorübergehendem Tauwetter sich länger hält als in wärmeren Gegenden.

Die sehr große Dichte auf dem Brocken ist zum Teil verursacht durch hinzukommende Niederschläge, was aus der Arbeit von Stade zu ersehen ist. (Vgl. S. 37.)

Eine weitere Bestätigung dafür, daß die Dichte einer Schneedecke mit deren Alter zunimmt, liefert das Material, das E. Berg[9]) über die Schneedecke in Rußland liefert. Auch aus diesen 3500 Beobachtungen, die in den Winter 1903/04 bis 1907/08 an 50 Stationen gemacht worden sind, läßt sich eine Abhängigkeit der Dichte von der Höhe nicht nachweisen. Die Dichte nimmt aber im Laufe des Winters regelmäßiger und stärker zu als es oben für Nord-Deutschland nachgewiesen ist. Eine Zusammenstellung der berechneten Mittel zeigt die nächste Tabelle. Die Zahlen nach der Dichte geben wieder die Anzahl der Beobachtungen an.

Mittlere Dichte der Schneedecke in Rußland.

Station	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Winter
Ropscha	—	—	0,18	0,17	0,21	0,23	0,34	0,22
	—	—	6	15	12	15	7	55
Wlasowo	—	—	—	0,23	0,25	0,30	0,33	0,29
(1 Winter)	—	—	—	2	6	8	6	22
Kikerino	—	—	0,18	0,18	0,21	0,24	0,31	0,21
	—	—	9	19	14	13	13	68
Chrewitsy	—	—	—	0,24	0,25	0,27	0,38	0,28
(1 Winter)	—	—	—	7	10	8	8	33
Wesenberg	—	0,17	0,16	0,15	0,23	0,28	0,32	0,23
	—	2	10	26	36	43	10	127

9) E. Berg. Obervations sur la densité de la couche de neige. Petersburg 1911.

Station	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Winter
Busany	—	—	0,16	0,21	0,25	0,30	0,33	0,23
	—	—	7	14	9	7	3	40
Jakobstadt	—	—	—	—	0,23	0,34	—	0,26
(1 Winter)	—	—	—	—	8	4	—	12
Waldanitsy	—	—	0,25	0,23	0,25	0,28	0,33	0,26
	—	—	3	9	8	8	6	34
St. Petersburg	0,12	0,14	0,19	0,20	0,22	0,25	0,32	0,22
Forst-Institut	3	15	34	38	38	44	20	192
Phys. Observ.	0,13	0,13	0,17	0,20	0,23	0,28	0,26	0,21
	5	16	33	39	43	38	10	184
Porzellanfabrik	—	0,17	0,16	0,18	0,21	0,24	0,29	0,20
	—	6	23	26	22	28	8	113
Pawlowsk	0,14	0,13	0,20	0,19	0,21	0,25	0,29	0,22
	6	31	60	44	44	50	54	389
Walun	—	—	0,19	0,19	0,20	0,23	0,31	0,23
	—	—	13	19	16	19	17	84
Parfinskaja	—	0,07	0,15	0,20	0,22	0,26	0,32	0,21
Hof	—	1	8	9	8	6	4	36
Parfinskaja	—	—	0,12	0,18	0,20	0,22	0,27	0,19
Wald	—	—	6	7	7	5	5	30
Demiansk	—	—	0,19	0,28	0,32	0,33	—	0,30
(1 Winter)	—	—	1	5	5	4	—	15
Wyschnii	—	—	0,13	0,17	0,20	0,21	0,26	0,20
Wolotschok	—	—	2	14	12	12	4	44
Kaliazin	—	0,16	0,16	0,20	0,23	0,24	0,27	0,22
	—	2	13	20	17	20	7	79
Okolniki	—	—	0,13	0,16	0,22	0,27	0,33	0,21
	—	—	6	17	11	10	5	49
Moskau	—	0,14	0,20	0,19	0,21	0,24	0,31	0,22
Garten	—	5	7	10	8	10	9	49
Moskau	—	0,19	0,23	0,24	0,25	0,28	0,34	0,26
Feld	—	5	7	10	8	10	8	48
Onosowo	—	0,15	0,19	0,23	0,25	0,28	0,33	0,25
	—	3	7	17	16	18	6	67
Spaß Petschenga	—	—	0,18	0,21	0,23	0,22	0,31	0,22
(1 Winter)	—	—	4	5	4	3	3	19

Station	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Winter
Bogoslovs-	—	0,14	0,17	0,18	0,21	0,22	0,28	0,20
koje	—	11	13	9	7	8	14	62
Sereda	—	—	—	0,27	0,28	0,31	0,37	0,31
(1 Winter)	—	—		3	5	5	5	18
Belachna	—	0,14	0,19	0,21	0,28	0,28	0,35	0,25
	—	4	13	15	12	13	9	66
Belovoljskoje	—	0,21	0,22	0,21	0,24	0,27	0,31	0,24
	—	7	9	9	11	14	1	51
Murom	0,18	0,12	0,19	0,18	0,20	0,25	0,26	0,20
	4	5	11	10	13	5	6	54
Talnowo	—	0,11	0,21	0,21	0,25	0,26	0,35	0,25
(1 Winter)	—	4	5	5	5	6	9	34
Kizel	—	0,20	0,19	0,20	0,23	0,28	0,37	0,27
	—	3	8	9	10	10	16	56
Omutninskii	—	0,21	0,21	0,24	0,26	0,30	0,43	0,27
Zavod	—	17	28	25	20	22	23	135
Perm	—	0,19	0,20	0,21	0,22	0,25	0,32	0,21
	—	3	18	17	21	21	9	89
Jekaterinen-	—	0,15	0,17	0,17	0,18	0,22	0,23	0,18
burg	—	13	21	24	18	25	7	108
Mescht-	—	0,15	0,23	0,22	0,24	0,28	0,34	0,26
scherskoje	—	6	16	25	21	25	27	120
Buchowoje	—	—	0,13	0,20	0,31	0,36	0,45	0,31
	—	—	3	5	11	16	4	39
Orel	—	—	0,12	0,17	0,22	0,27	0,32	0,22
	—	—	4	18	16	17	4	59
Kotljakowo	—	0,11	0,16	0,21	0,24	0,32	0,40	0,25
	—	2	12	20	14	19	7	74
Kriwtschi-	—	—	0,10	0,22	0,25	0,27	0,37	0,27
kowo	—	—	2	31	37	35	22	127
Ujutnoje	—	0,20	0,17	0,20	0,23	0,27	0,36	0,23
	—	1	12	26	24	18	7	88
Woronesch	—	—	0,16	0,21	0,25	0,27	0,36	0,23
	—	—	6	9	8	7	3	33
Korotscha	—	—	0,16	0,23	0,23	0,30	0,38	0,27
	—	—	1	6	10	10	4	31

Station	Okt.	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Winter
Schtschast-	—	—	—	0,20	0,21	0,28	—	0,22
nowka (Winter)	—	—	—	7	4	3	—	14
Saguny	—	—	0,15	0,20	0,23	0,30	—	0,23
	—	—	5	14	14	9	—	42
Kamenka	—	—	—	0,18	0,19	0,30	—	0,23
	—	—	—	12	12	15	—	39
Potschinki	—	—	—	0,21	0,22	0,27	0,33	0,25
	—	—	—	3	5	7	2	17
Borki	—	0,21	0,29	0,23	0,24	0,27	0,34	0,26
	—	5	7	14	14	17	4	61
Arischka	—	0,22	0,20	0,20	0,22	0,23	0,27	0,22
	—	2	6	14	12	14	1	49
Tschastyje	—	—	0,23	0,23	0,24	0,26	0,34	0,25
Kolki (1 Winter)	—	—	4	5	4	5	3	21
Schmitowka	—	0,14	0,24	0,23	0,22	0,26	0,33	0,24
	—	10	12	10	9	9	15	65
Buturlinowka	—	—	0,14	0,17	0,22	0,29	0,37	0,22
	—	—	9	24	25	14	5	77
Ufa	—	0,16	0,21	0,21	0,24	0,27	0,32	0,24
	—	7	9	13	15	20	8	72
Borowoje	—	0,16	0,21	0,18	0,20	0,22	0,28	0,21
	—	7	13	19	20	21	11	91
Borowskoje	—	0,16	0,21	0,22	0,25	0,30	0,40	0,24
	—	5	13	10	3	4	5	40
Rußland	0,14	0,15	0,19	0,20	0,23	0,27	0,33	0,23
	18	198	519	783	762	797	444	3521

Als Ergänzung zu den Angaben der mittleren Dichten der Schneedecke seien aus dem angeführten norddeutschen Material einige Einzelfälle angeführt.

Sehr große Dichten finden sich nur in den Gegenden, wo der Schnee lange den Boden bedeckt, also in den hochgelegenen Stationen und denen der östlichen Provinzen, worauf schon bei

der Behandlung der mittleren Dichten hingewiesen worden ist. Gerade diese Stationen weisen zuweilen Dichten auf, die denen des Firnschnees gleich kommen.

Zu Altstadt Ostpr., Kreis Osterode, lag eine Schneedecke vom 2. Januar bis 13. März 1893. Bis zum 30. Januar stieg die Höhe allmählich von 11 auf 22 cm, die Dichte von 0,13 auf 0,19. In der Nacht zum 1. Februar fiel bei Tauwetter Regen. Infolgedessen nahm die Höhe auf 18 cm ab, während die Dichte plötzlich auf 0,32 emporschnellte. Durch Abfließen des Tauwassers ging die Dichte zwar in den nächsten Tagen auf 0,24 herunter, stieg aber bei weiterem Tauwetter wieder, während die Höhe abnahm. Am 13. März war die Höhe 4 cm, die Dichte 0,52.

In Ostrowo, Regierungsbezirk Posen, lag vom 5. Dezember 1899 bis zum 5. Januar 1900 Schnee. Bis zum 27. Dezember war die Dichte annähernd 0,16. Von diesem Tage an nahm die Schneehöhe, die 17 cm betrug, ab, die Dichte dagegen zu. Am 5. Januar war die Dichte 0,5 bei einer Höhe von nur 3 cm.

Marggrabowa meldete am 12. Januar 1902 eine Schneedecke von 2 cm Höhe und 0,16 Dichte, am 16. Januar 17 cm Höhe und 0,14 Dichte. Infolge Tauwetters und Regens stieg die Dichte bis zum 30. Januar auf 0,22. Die Höhe war an diesem Tage 14 cm. Diese Höhe blieb den ganzen Februar, während die Dichte bis Ende dieses Monats auf 0,28 stieg. Durch plötzliches Tauwetter schwand die Schneedecke bis auf 7 cm, die am 3. März eine Dichte von 0,55 aufwiesen. Diese Schneedecke hatte am 17. März bei einer Höhe von 3 cm die größte überhaupt beobachtete Dichte, nämlich 0,67.

Von hochgelegenen Stationen seien hier zwei erwähnt.

Wang im Riesengebirge, das 872 m hoch liegt, hatte Schnee vom 11. November 1903 bis zum 14. April 1904. Die größte Schneehöhe, 82 cm, wurde am 29. Februar 1904 bei der verhältnismäßig geringen Dichte 0,22 gemessen. Von dieser Zeit an nahm die Höhe ab und die Dichte zu. Am 14. April 1904 war die Schneedecke nur noch 6 cm hoch, aber 0,64 dicht.

Ähnliche Verhältnisse liegen auf dem Brocken (1140 m hoch) vor. Dort wurde am 16. Januar 1905 eine 33 cm hohe und 0,49 dichte Schneedecke gemessen. Hier wurde die hohe Dichte nicht durch Tauwetter verursacht, sondern durch Rauhfrost und Nebel; denn in der Zeit, in der die Schneedecke lag, war das Maximum der Temperatur — 1,2 °. Auf die Erscheinung ist bei der Besprechung der Arbeit von Stade hingewiesen.

Abhängigkeit der Dichte einer Schneeschicht von ihrer Tiefe unter der Schneeoberfläche.

Versuche, die Dichte einer tiefen Schneedecke in verschiedenen Schichten in einen festen mathematischen Zusammenhang mit deren Tiefe zu bringen, sind bisher in geringer Anzahl veranstaltet worden. Bei Messungen, die zu diesem Zweck vorgenommen wurden, hat sich erwiesen, daß die Dichte sich sogar in derselben Schneedecke in den verschiedenen Tiefen von Tag zu Tag und von Ort zu Ort ändert. Um diese Unbeständigkeit zu zeigen, sollen die Ergebnisse angegeben werden, die Defant[1]) bei Untersuchungen am Goldbergferner gefunden hat.

An einer Stelle, Ort 1, wurden 6 Beobachtungsreihen durchgeführt am 7., 9., 10., 11., und 12. August 1908. Die erhaltenen Werte der Dichte gibt folgende Tabelle:

Tiefe in cm	Beobachtung Nr. 1	2	3	4	5	6	Mittel
12,5	—	0,324	0,317	0,303	0,248	0,205	0,280
37,5	0,369	0,500	0,320	0,391	0,406	0,361	0,388
62,5	0,460	0,579	0,477	0,506	0,525	0,423	0,515
87,5	0,518	0,632	0,594	0,639	0,690	0,535	0,632
112,5	0,542	0,516	0,774	0,618	0,797	0,597	0,608
137,5	0,542	0,558	0,575	0,606	0,475	0,497	0,536
162,5	0,518	0,566	0,537	0,637	0,532	0,512	0,534
187,5	0,516	0,522	0,525	0,647	0,493	0,508	0,542
212,5	0,542	0,561	0,566	0,626	0,527	0,501	0,556
237,5	0,553	0,597	0,582	0,649	0,519	0,481	0,556
262,5	0,560	0,586	0,537	0,650	0,594	0,581	0,583
287,5	0,562	0,574	—	0,599	0,584	0,571	0,578
312,5	0,621	0,573	0,575	0,669	0,604	0,580	0,607.

1) Dr. A. Defant, Schneedichtebestimmung auf dem hohen Sonnblick. — Aus den Sitzungsberichten der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien. — Mahth.-naturw. Klasse Bd. CXVII Abt. IIa November 1908.

Weitere Beobachtungen wurden an Stellen vorgenommen, die von der ersten durch eine tiefe Gletscherspalte getrennt waren, und zwar waren diese Stellen, Ort Nr. 2 bis 8, ca. 10 Schritt voneinander entfernt. An jeder dieser 7 Stellen wurden durchschnittlich 3 Messungsreihen durchgeführt. Es zeigte sich dabei die gleiche Verschiedenheit der Zahlen.

Wurden diese sämtlichen Ergebnisse zu einem Mittel vereinigt, so ergab sich wie bei Ort 1 ein Maximum der Dichte bei 87,5 cm Tiefe. Aus den Witterungsverhältnissen kann Defant eine Erklärung dieser Erscheinung geben. Auf starke Schneefälle war intensiver Regen gefallen, der aber nur die obersten Schichten durchnäßt hatte, d. h. die Schichten, die jetzt in der Tiefe 87,5 cm liegen. Beim Wiedereintreten von Frost hatte sich eine rauhe Eiskuste von höchstens 10 cm Dicke gebildet, auf der sich dann der Neuschnee lagerte, der aus feinen kleinen Eisnädelchen und Eissternchen bestand. Unter der Kruste dagegen fand man richtigen Firnschnee, der in größeren Tiefen in Firneis überging, dessen Dichte = 0,85 gefunden wurde.

Wenn also die von Defant gefundenen Werte zur Prüfung irgend welcher Formeln verwendet werden sollen, müssen, wie es Defant selbst getan hat, die Schichten über und unter der Eiskruste gesondert betrachtet werden.

Solche Unterbrechungen in der Gleichförmigkeit der Reihe werden die meisten Messungen an tiefen Schneeschichten zeigen, so daß eine vollkommene Gesetzmäßigkeit sich nicht wird feststellen lassen.

Im folgenden sollen an verschiedenen Messungsreihen die bisher benutzten Formeln geprüft werden.

Man versuchte zunächst die Dichte als lineare Funktion der Tiefe darzustellen.

Man setzte also

$$\text{I.} \quad D = D_0 + k\, z.,$$

worin z die Tiefe von der Oberfläche des Schnees aus bezeichnet.

D_0, die Dichte der Oberflächenschicht muß ebenso wie k von

Fall zu Fall bestimmt werden, da sie, wie die Untersuchungen über frisch gefallenen Schnee zeigen, stark variiert.

T. Okada, Japan, gibt in seiner Arbeit: On the thermal conductivity of snow [2]) die Abhängigkeitsgleichung folgendermaßen:

$$D = 0{,}101 + 0{,}0055\ z$$

Zu dieser Gleichung war er gekommen durch Versuche, die er an der Meteorologischen Station zu Sapporo gemacht hatte. Er hatte die mittlere Dichte in verschiedenen Tiefen gefunden:

Tiefe	5	25	34	45
Dichte	0,13	0,24	0,29	0,35

Bis zur zweiten Dezimalstelle stimmt der berechnete Wert mit der gefundenen mittleren Dichte genau überein. Okada gibt leider die genauen Ergebnisse der einzelnen Messungen nicht an, so daß die Differenzen mit den absoluten Werten nicht festgestellt werden können.

Andere Werte [3]) wurden in Sapporo im Februar 1907 gefunden.

Für diese erwies sich als passend die Gleichung $D = 0{,}155 + 0{,}00436\ z$.

Die beobachteten und berechneten Werte und die Differenzen waren

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Dilferenz
5	0,159	0,177	— 0,018
15	0,240	0,221	+ 0,019
25	0,267	0,264	+ 0,003
35	0,306	0,308	— 0,002
45	0,361	0,351	+ 0,010
55	0,380	0,395	— 0,015.

2) Journal of the Meteorological Society of Japan Februar 1905.
3) Dieselbe Zeitschrift April 1907.

K. Abe[4]) (Japan) ist in seiner Abhandlung über die Dichte des Schnees am Boden und seine Verdunstung an der Oberfläche auch zunächst von einer linearen Funktion ausgegangen.

$$D = 0{,}1695 + 0{,}0037\ z.$$

Er gibt in einer Tabelle die am 12. Februar 1907 in Sapporo beobachteten und berechneten Dichten für verschiedene Tiefen an.

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
5	0,188	0,188	0,000
15	0,236	0,225	+ 0,011
25	0,250	0,262	— 0,012
35	0,290	0,299	— 0,009
45	0,346	0,336	+ 0,010
55	0,349	0,373	+ 0,024
65	0,349	0,410	— 0,061.

Defant hat, wie schon in der Einleitung dieses Teils gesagt wurde, zwei Beobachtungsreihen durchgeführt, von denen jede aber in zwei gesondert zu betrachtende Zweige zerfällt. Für den 1. Teil der 1. Reihe habe ich folgende lineare Funktion benutzt:

$$D = 0{,}217 + 0{,}0047\ z.$$

Es ergab sich zwischen den beobachteten und berechneten Werten nur in einem Falle eine geringe Differenz, nämlich:

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
12,5	0,280	0,280	0,000
37,5	0,388	0,397	— 0,009
62,5	0,515	0,515	0,000
87,5	0,632	0,632	0,000

Für den zweiten Fall dieser Reihe paßt die Gleichung

$$D = 0{,}467 + 0{,}000413\ z.$$

4) Journal of the Meteorological Society of Japan, April 1907. Referat: Met. Zeitschrift Oktober 1908.

Die danach berechneten Werte sind:

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
162,5	0,534	0,534	0,000
187,5	0,542	0,544	— 0,002
212,5	0,556	0,554	+ 0,002
237,5	0,556	0,565	— 0,009
262,5	0,583	0,575	+ 0,008
287,5	0,578	0,585	— 0,007
312,5	0,607	0,596	+ 0,011.

Die beiden Teile der zweiten Beobachtungsreihe geben nicht so gute Resultate, wie aus den beiden folgenden Tabellen zu ersehen ist.

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
	$D = 0{,}160 + 0{,}00538\ z$		
12,5	0,236	0,227	+ 0,009
37,5	0,344	0,362	— 0,018
62,5	0,505	0,496	+ 0,009
	$D = 0{,}162 + 0{,}00327\ z$		
112,5	0,545	0,530	+ 0,015
137,5	0,594	0,612	— 0,018
162,5	0,674	0,693	— 0,019
187,5	0,795	0,775	+ 0,021.

Bei seinen Arbeiten über die Schneedecke des mittleren und nördlichen Schweden hat J. Westman[5]) in einem Falle die Schneedichte in Vassijaure am 8. und 13. Juli in verschiedenen Tiefen geprüft. Da die Messungen im Hochsommer stattfanden, hat schon die oberste Schicht eine sehr große Dichte, nämlich 0,562 resp. 0,586.

Für beide Fälle habe ich lineare Gleichungen aufgestellt und die Differenzen berechnet.

5) J. Westman. Sur la Couverture de neige de la Suède centrale et septentrionale. — Arkiv för Matematik, Astronomic och Fysik Band 3 Nr. 3 1906 Stockholm.

8. Juli 1905

$$D = 0{,}555 + 0{,}001\ z.$$

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
7	0,562	0,562	0,000
22	0,579	0,577	+ 0,002
37	0,592	0,592	0,000
52	0,606	0,607	— 0,001
67	0,592	0,622	— 0,030
82	0,600	0,637	— 0,037
97	0,656	0,659	+ 0,004.

Der Sprung in 67 und 82 cm Tiefe ist nicht zu erklären, da nicht bekannt ist, unter welchen Witterungsbedingungen der Schnee dieser Schicht gefallen ist. Die Gesamthöhe war 112 cm.

13. Juli 1905

$$D = 0{,}58425 + 0{,}00035\ z.$$

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
5	0,586	0,586	0,000
19	0,594	0,591	+ 0,003
30	0,594	0,595	— 0,001
45	0,600	0,600	0,000
55	0,617	0,603	+ 0,014
65	0,620	0,607	+ 0,013.

Seit dem 8. Juli war ein Teil des Schnees geschmolzen, die Höhe der Schneedecke betrug nur noch 75 cm. Die großen Abweichungen von den nach einer linearen Funktion berechneten Werten, die Beobachtung 1 in 62 und 87 cm Tiefe zeigte, haben sich ausgeglichen. Nur die untersten Schichten bis 20 cm über dem Erdboden, weisen infolge des aufgesogenen Schmelzwassers eine zu große Dichte auf.

K. Abe gibt in seiner schon genannten Arbeit eine logarithmische Funktion, um die Abhängigkeit der Schneedichte von der Tiefe darzustellen.

A b e versucht zunächst

$$\text{II.} \quad D = a + b \log. z.$$

Für seine Reihe bestimmt er die Konstanten a = 0,0738 b = 0,1453 und erhält dann die folgenden Differenzen:

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
5	0,188	0,175	+ 0,013
15	0,236	0,245	— 0,009
25	0,250	0,277	— 0,027
35	0,290	0,298	— 0,008
45	0,346	0,314	+ 0,032
55	0,349	0,327	+ 0,022
65	0,349	0,337	+ 0,012.

Dieselbe Berechnung habe ich für die Werte von Okada durchgeführt und erhalten

$$D = -0{,}06732 + 0{,}25585 \text{ lg } z.$$

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
5	0,159	0,111	+ 0,048
15	0,240	0,233	+ 0,007
25	0,267	0,290	— 0,023
35	0,306	0,327	— 0,021
45	0,361	0,355	+ 0,006
55	0,380	0,397	— 0,017.

Diese logarithmische Funktion gibt für die beiden angegebenen Fälle große Abweichungen. Sie würde auch für den Schnee an der Oberfläche (z = o) den unbrauchbaren Wert $D_o = a - \infty$ geben. Ich verzichte daher darauf, diese Formel weiter zu prüfen.

Durch theoretische Überlegungen kam A b e zu einer anderen logarithmischen Funktion, deren Entwecklung hier wiedergegeben wird:

Bezeichnet p den Druck, den der Schnee in der Tiefe z durch die überlagernden Schichten erleidet, so ist

$$1.\quad D \,.\, dz = dp.$$

Es wird nun angenommen, daß die Dichte proportional dem Druck zunimmt, daß also die Beziehung besteht

$$2.\quad D = D_0 + c.\ p.$$

Aus 1. und 2. folgt

$$dz = \frac{1}{c} \cdot \frac{dD}{D}$$

$$\int_0^z dz = \frac{1}{c} \int_{D_0}^{D} \frac{dD}{D}$$

$$z = \frac{1}{c} (\ln D - \ln D_0)$$

Statt des natürlichen Logarithmus wird der Briggsche eingeführt

$$z = \frac{1}{k} (\log D - \log D_0)$$

worin $k = c.M.$ ist.

$$III.\quad \log D = \log D_0 + k.\ z.$$

Für die von ihm beobachtete Reihe berechnete Abe die Konstanten $D_0 = 0{,}1854$ und $k = 0{,}00545$.

Die Differenzen zwischen den beobachteten und den berechneten Werten von D ergeben sich folgendermaßen:

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
5	0,188	0,197	— 0,009
15	0,236	0,224	+ 0,012
25	0,250	0,254	— 0,004
35	0,290	0,288	+ 0,002
45	0,346	0,326	+ 0,020
55	0,349	0,369	— 0,020
65	0,349	0,419	— 0,070.

Für Okadas Angaben hat Defant die Gleichung aufgestellt:

$$\log D = \log 0{,}1952 + 0{,}00558\ z.$$

Die Resultate waren:

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
5	0,159	0,208	— 0,049
15	0,240	0,237	+ 0,003
25	0,267	0,269	— 0,002
35	0,306	0,306	0,000
45	0,361	0,348	+ 0,013
55	0,380	0,395	— 0,015

Für die eigenen Beobachtungsergebnisse hat Defant folgende Gleichungen und Resultate erhalten.

1. Reihe 1. Teil

$$\log D = \log 0{,}2401 + 0{,}00529\ z$$

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
12,5	0,280	0,280	0,000
37,5	0,388	0,379	+ 0,009
62,5	0,515	0,515	0,000
80	0,635	0,637	— 0,002

1. Reihe 2. Teil

$$\log D = \log 0{,}4863 + 0{,}00025\ z$$

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
162,5	0,534	0,534	0,000
187,5	0,542	0,542	0,000
212,5	0,556	0,550	+ 0,006
237,5	0,556	0,557	— 0,001
262,5	0,583	0,566	+ 0,017
287,5	0,578	0,574	+ 0,004
312,5	0,607	0,582	+ 0,025

2. Reihe 1. Teil

$$\log D = \log 0{,}1946 + 0{,}00663\ z$$

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
12,5	0,236	0,236	0,000
37,5	0,344	0,345	— 0,001
62,5	0,505	0,505	0,000

2. Reihe 2. Teil

$$\log D = \log 0{,}3198 + 0{,}00201\ z$$

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
112,5	0,545	0,538	+ 0,007
137,5	0,594	0,604	— 0,010
162,5	0,674	0,678	— 0,004
187,5	0,795	0,762	+ 0,033

Für die 2. Arbeit von Okada habe ich die Gleichung aufgestellt

$$\log D = \log 0{,}12658 + 0{,}01001\ z$$

Ich fand:

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
5	0,13	0,14	— 0,01
25	0,24	0,23	+ 0,01
34	0,29	0,28	+ 0,01
45	0,35	0,36	— 0,01

Da die dritte Dezimale in den Resultaten fehlt, haben diese keinen großen Wert.

Bessere Ergebnisse erhielt ich mit den Beobachtungen von Westman, die ich aber im 1. Falle nur bis zur Tiefe 52 cm benutzte.

Ich bestimmte für die 1. Messung

$$\log D = \log 0{,}556625 + 0{,}00072\ z$$

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
7	0,562	0,563	— 0,001
22	0,579	0,577	+ 0,002
35	0,592	0,590	+ 0,002
52	0,606	0,607	— 0,001
67	0,592	0,622	— 0,030
82	0,600	0,638	— 0,038
97	0,656	0,654	+ 0,002

Für die 2. Messung

$$\log D = \log 0{,}58035 + 0{,}00043\ z.$$

Tiefe cm	Dichte beobachtet	Dichte berechnet	Differenz
5	0,586	0,583	+ 0,003
19	0,594	0,591	+ 0,003
30	0,594	0,598	— 0,004
45	0,600	0,607	— 0,007
55	0,617	0,613	+ 0,004
65	0,620	0,619	+ 0,001.

Um zu prüfen, welche von den angegebenen Formeln die brauchbarste ist, stelle ich die absoluten Differenzen, die sich bei den einzelnen Beobachtungsreihen ergeben, noch einmal zusammen

1. Okada.

Tiefe	5	25	34	45
I	0,00	0,00	0,00	0,00
III	0,01	0,01	0,01	0,01

2. Okada

Tiefe	5	15	25	35	45	55
I	0,018	0,019	0,003	0,002	0,010	0,015
II	0,048	0,007	0,023	0,021	0,006	0,017
III	0,049	0,003	0,002	0,000	0.013	0,015

3. Abe

Tiefe	5	15	25	35	45	55	65
I	0,000	0,011	0,012	0,009	0,010	0,024	0,061
II	0,013	0,009	0,027	0,008	0,032	0,022	0,012
III	0,009	0,012	0,004	0,002	0,020	0,020	0,070

4. Defant

Tiefe	12,5	37,5	62,5	87,5
I	0,000	0,009	0,000	0,000
III	0,000	0,009	0,000	0,002

5. Defant

Tiefe	162,5	187,5	212,5	237,5	262,5	287,5	312,5
I	0,000	0,002	0,002	0,009	0,008	0,007	0,011
III	0,000	0,000	0,006	0,001	0,017	0,004	0,025

6. Defant

Tiefe	12,5	37.5	62,5
I	0,009	0,018	0,009
III	0,000	0,001	0,000

7. Defant

Tiefe	112,5	137,5	162,5	187,5
I	0,015	0,018	0,019	0,021
III	0,007	0,010	0,004	0,003

8. Westman

Tiefe	7	22	37	52	67	82	97
I	0,000	0,002	0,000	0,001	0,030	0,037	0,004
III	0,001	0,002	0,002	0,001	0,030	0,038	0,002

9. Westman

Tiefe	5	19	30	45	55	65
I	0,000	0,003	0,001	0,000	0,014	0,013
III	0,003	0,003	0,004	0,007	0,004	0,001.

Der geringe Wert der Formel II ist schon vorher betont worden. Der Vergleich zwischen I und III zeigt, daß in den Reihen 1—5 und 8 die lineare Funktion, in den übrigen dagegen die logarithmische Funktion $\log D = \log D_0 + k\ z$ genauere Werte liefert.

Daraus folgt, daß die logarithmische Funktion, die theoretisch richtiger ist, praktisch keine besseren Resultate liefert, und daß die lineare Funktion $D = D_0 + k\,z$ zur Bestimmung der Schneedichte in größeren Tiefen volkommen genügt.

Ursache der Dichtigkeitszunahme mit der Tiefe.

Defant hat Untersuchungen über die Dichtigkeitszunahme mit der Tiefe angestellt. Dabei setzt er die Richtigkeit der logarithmischen Formel voraus und zieht daraus die weiteren Schlüsse, die ich mit dem gegebenen Material auch durchführen und prüfen will.

Das Schneevolumen v in der Tiefe z ist durch den Druck der darüberliegenden Schichten Veränderungen unterworfen. Es besteht aus v_l ccm Luft und v_w ccm Wasser. Auf dieses Volumen v wirkt der Druck p. v_w kann sich nicht ändern, folglich muß v_l Änderungen unterworfen sein. Diese Änderung kann zweifach sein.

Erstens kann sich v_l deshalb verkleinern, weil in der Tiefe z die Luft unter größerem Druck p steht und komprimiert wird, ohne daß Luft entweicht.

Zweitens kann aber angenommen werden, daß infolge des Druckes eine gewisse Luftmenge herausgepreßt wird, wodurch dann die Verkleinerung bewirkt wird.

Wir untersuchen zunächst den ersten Fall.

An der Oberfläche der Schneedecke wirkt auf ein Volumen v_o nur der Luftdruck p_o, in der Tiefe z dagegen der Druck $p_o + p$, wobei p der Druck des darüberliegenden Schnees ist. Das Volumen v_o setzt sich zusammen aus $v_{o,w}$ ccm Wasser und $v_{o,l}$ ccm Luft. Das Volumen v entsprechend aus v_w ccm Wasser und v_l ccm Luft. Nun ist aber $v_w = v_{o,w}$ und nach dem Boyle-Mariotte'schen Gesetz

$$\frac{v_1}{v_{o,1}} = \frac{p_o}{p_o + p}$$

Da aber $v = v_{o,w} + v_1$ ist, so wird

$$v = v_{o,w} + v_{o,1} \cdot \frac{p_o}{p_o + p}.$$

$$D = \frac{1}{v} = \frac{p_o + p}{v_{o,w}(p_o + p) + v_{o,1} \cdot p_o}$$

p ist nun aber im Verhältnis zu p_0 sehr klein, es wird daher kein großer Fehler begangen, wenn im Nenner $p_0 + p = p_0$ gesetzt wird.

Es ist dann

$$D = \frac{p_o + p}{v_{o,w}\, p_o + v_{o,1}\, p_o} = \frac{1}{v_o} \cdot \left(1 + \frac{p}{p_o}\right)$$

$$D = D_o + \frac{D_o}{p_o} \cdot p$$

Wäre die Annahme, daß keine Luft entweicht, richtig, so müßte $\frac{D_o}{p_o}$ gleich der Konstanten c sein, die bei der Ableitung der logarithmischen Funktion auftritt. Defant verwechselt an dieser Stelle k mit c und gibt nur an, daß $\frac{D_o}{p_o}$ zehnmal kleiner ist als k, ohne eine Zusammenstellung zu geben.

Die folgende Tabelle soll zunächst die zusammengehörigen Werte von k, c, D_o und $\frac{D_o}{p_o}$ zeigen.

k	c	D_o	$\frac{D_o}{p_o}$
0,01001	0,02305	0,1265	0,00012
0,00663	0,01527	0,1964	0,00010
0,00558	0,01285	0,1952	0,00019
0,00545	0,01254	0,1854	0,00018
0,00529	0,01218	0,2404	0,00023
0,00201	0,00463	0,3198	0,00031
0,00072	0,00166	0,5566	0,00054
0,00043	0,00099	0,58035	0,00056
0,00025	0,00057	0,4663	0,00047

Diese Zusammenstellung läßt deutlich erkennen, daß, je größer Do desto kleiner k wird, und daß mit zunehmendem Do der Wert $\frac{Do}{po}$ sich dem Wert c in starkem Maße nähert.

Ich komme daher im Gegensatz zu Defant zu der Ansicht: Bei großer Dichte des Schnees an der Oberfläche wird die Dichtigkeitszunahme, die in diesem Fall sehr gering ist, hauptsächlich bewirkt durch die Kompression der eingeschlossenen Luft.

Wir wenden uns nun dem zweiten Fall zu, in dem angenommen wurde, daß ein Teil der Luft durch den Druck der darüber liegenden Schneemassen aus dem Schnee herausgepreßt wird.

An der Oberfläche sei wieder das Schneevolumen v_o, in der Tiefe z dagegen v.

Die Verkleinerung infolge des Entweichens der Luft sei Δv_o. Es ist dann

$$v = v_o - \Delta v_o.$$

Δv_o ist sicher proportional v_o, denn je größer v_o ist, um so mehr Luft wird entweichen. Δv_o ist auch proportional dem Druck; denn bei sonst gleichen Bedingungen wird ein größerer Druck mehr Luft herauspressen. Es ist also

$$\Delta v_o = \gamma v_o p,$$

worin γ die Verkleinerung der Volumeneinheit bei einem Druck $p = 1$ angibt.

Es ist $v = v_o (1 - \gamma p)$ und

$$\frac{D_o}{D} = 1 - \gamma p.$$

In der Ableitung der logarithmischen Funktion hatten wir erhalten

$$\log \frac{D_o}{D} = - k. z.$$

Es ist als auch

$$\log (1 - \gamma p) = - k z$$

$$\gamma = \frac{1 - 10^{-k z}}{p}$$

Ist die Annahme richtig, daß die Verdichtung nur durch das Entweichen der Luft bewirkt wird, so ist zu erwarten, daß γ für zusammengehörige Werte von k, z und p konstant sein muß. Defant untersucht das an 4 Reihen.

Okada k = 0,00558

z in cm	5	15	25	35	45	55
p in g	1,00	3,22	5,75	8,62	11,89	15,60
γ	0,062	0,054	0,048	0,042	0,037	0,032

Abe k = 0,00545

z in cm	5	15	25	35	45	55
p in g	0,95	3,04	5,66	8,54	11,80	15,49
γ	0,064	0,056	0,048	0,042	0,037	0,032

Defant I k = 0,00529

z in cm	12,5	37,5	62,5	87,5
p in g	3,2	11,4	22,6	37,0
γ	0,044	0,031	0,024	0,018

Defant III k = 0,00663

z in cm	12,5	37,5	62,5
p in g	2,7	9,9	20,5
γ	0,064	0,052	0,030

Man sieht, daß γ nicht konstant ist. Für die angegebenen Fälle ist es aber eine lineare Funktion von z, die Defant wie folgt berechnet hat:

Okada	$\gamma = 0{,}063 - 0{,}000575\ z$
Abe	$\gamma = 0{,}064 - 0{,}000574\ z$
Defant I	$\gamma = 0{,}048 - 0{,}000375\ z$
Defant III	$\gamma = 0{,}073 - 0{,}000625\ z$
Mittelwert $\frac{I + III}{2}$	$\gamma = 0{,}061 - 0{,}000500\ z$

Auf Grund seines Materials kommt Defant nun zu folgenden Schlüssen.

Man erhält für γ bei verschiedenen Bedingungen einen konstanten Wert $\gamma = 0{,}062$ an der Oberfläche (z = o).

Für jede tiefere Schicht bleibt γ auch konstant, jedoch ist es kleiner als an der Oberfläche. Das heißt: Die Luftmenge, die bei dem Druck $p = 1$ aus der Volumeneinheit entweicht, ist nicht in allen Tiefen gleich, sie nimmt vielmehr mit der Tiefe ab. Das ist erklärlich, da in der Tiefe ein Schneevolumen von viel dichteren Schneelagen umgeben ist, als in den oberen Schichten.

Defant hat bei diesen Schlüssen nicht weiter beachtet, daß gerade Reihe I seiner Beobachtungen die von den angegebenen den größten Wert von D_0, nämlich 0,2404 aufweist, den kleinsten Wert von γ und auch die kleinste Zunahme von γ mit der Tiefe aufweist.

Um diesen Umstand beurteilen zu können, will ich dieselben Berechnungen für die Reihen von Westman aufstellen, die sehr große Werte von D_0 aufweisen.

Westman I $k = 0{,}00072$

z in cm	7	22	35	51
p in g	3,92	12,47	20,06	30,23
γ	0,0029	0,0028	0,0027	0,0027

Westman II $k = 0{,}00043$

z in cm	5	19	30	45	55	65
p in g	2,91	11,13	17,67	26,70	32,80	38,96
γ	0,0016	0,0016	0,0017	0,0016	0,0016	0,0016

für Reihe I ist $D_0 = 0{,}5566$, für Reihe II $D_0 = 0{,}5803$.

Es zeigt sich also deutlich, daß mit wachsendem D_0 γ abnimmt, und daß von einer Konstanz an der Oberfläche nicht die Rede sein kann. γ bleibt ferner bei großer Dichte an der Oberfläche, in den tieferen Schichten nahezu konstant. Das ist aber bei dem größeren Widerstande, den die Luftteilchen beim Entweichen in der Tiefe finden, nicht gut möglich. Ich glaube daher, daß, wenn der Schnee an der Oberfläche eine große Dichte hat, die Verdichtung in der Tiefe nicht durch Entweichen von Luft bedingt ist, sondern, wie vorher gezeigt ist, durch Kompression der eingeschlossenen Luft.

Aus den angeführten Gründen komme ich zu dem Schluß, daß die Hauptsache der Verdichtung der tieferen Schneelagen zu suchen ist in dem Entweichen von Luft, wenn die Dichte an der Oberfläche nicht groß ist, daß dieser Faktor aber an Bedeutung verliert, wenn die Dichte an der Oberfläche zunimmt. In diesem Fall ist die Verringerung des Luftvolumens durch Kompression, die der Druck der darüberliegenden Schneeschichten verursacht, hauptsächlich von Einfluß. Es ist anzunehmen, daß bei $D_0 < 0{,}6$ überhaupt keine Luft mehr entweichen kann, da sie dann einen zu großen Widerstand findet, daß in diesem Falle also die Verdichtung nur auf der Kompression der eingeschlossenen Luft beruht.

Lebenslauf.

Am 24. Januar 1890 wurde ich, Fritz Wengler, ev. Konfession, zu Berlin geboren als Sohn des Lehrers Eugen Wengler. Ich besuchte hier das Friedrichs-Real-Gymnasium, das ich Ostern 1909 mit dem Zeugnis der Reife verließ. An der hiesigen Universität studierte ich Mathematik, Physik und Meteorologie. Gleichzeitig hörte ich an der Technischen Hochschule zu Charlottenburg Vorlesungen über angewandte Mathematik.

Ich besuchte Vorlesungen und Übungen der folgenden Herren Professoren und Dozenten:

Blasius, Dessoir, Frobenius, Hellmann, Hellmert, Hettner, Knoblauch, Knopp, Lasson, Lehmann-Filhès, Less, Nernst, Planck, Regener, Riehl, Rubens, Scheffers (Charlottenburg), Schwarz, Wehnelt.

Ihnen allen bin ich zu Dank verpflichtet, vor allem Herrn Prof. Dr. G. Hellmann für die liebenswürdige Unterstützung, die er mir während der Anfertigung der vorliegenden Arbeit zuteil werden ließ.